

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

PALÉOCÉANOGRAPHIE DU STADE 13 DANS LA MER DU LABRADOR

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

OURY TEBoulLE

FÉVRIER 2016

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.07-2011). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

« Toutes les bonnes choses ont une fin ».

Cette phrase, je l'ai entendu à plus d'une reprise durant mes passages dans le bureau de ma directrice Anne de Vernal et disons à une fréquence un plus soutenue au cours de ma troisième année de maîtrise. Cette phrase, teintée d'un brin d'ironie est néanmoins à la mesure de sa passion et de sa patience; c'est sa patience et sa confiance dont j'ai bénéficié que je tiens à remercier en premier lieu. « Toutes les bonnes choses ont une fin », oui, et je crois que nous y sommes Anne ! Enfin il ne reste plus qu'un article à écrire, mais très sincèrement je m'en fais une joie et un devoir, car sans fausse modestie et mauvais jeu de mots je pense que nous avons atteint notre but et que les connaissances sur le stade 13 n'en sont plus tout à fait au même stade qu'il y a trois ans.

Je dépose ce mémoire à l'aube de mes 36 ans et c'est grâce à ma famille que j'ai pu réaliser cet accomplissement personnel. Elle, père, mère, sœur et ma « blonde » Cathy qui n'ont jamais douté de moi et qui m'ont toujours soutenu totalement pour ce retour tardif aux études depuis un niveau prés-universitaire en 2009. C'est donc vers elle que se dirige l'essentiel de ma gratitude aujourd'hui.

Que ces années auraient été mornes dans ce bureau perdu au fond du couloir du septième malgré sa superbe vue plongeante sur la Place des Arts de Montréal et son effervescence estivale sans les « craquages » en tous genres et la compagnie de mon pote Victor; merci à toi Victor pour ta compagnie journalière durant ces années.

Maryse ! Comment une section « remerciements » d'un travail de « Micropal » pourrait se targuer d'être complète sans te rendre hommage ? Merci à toi et à ta

logistique de pointe qui nous permet d'exhumer des horizons perdus des tréfonds de cette salle frigorifique que tu affectionnes particulièrement.

Bonne lecture aux courageux, j'espère que vous prendrez encore plus de plaisir à lire que moi j'en ai eu à écrire, mais souvenez-vous, toutes les bonnes choses ont une fin !

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	viii
LISTE DES TABLEAUX	x
RÉSUMÉ	xi
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I	
CONTEXTE ENVIRONNEMENTALE	
1.1 Site IODP U1305	7
1.1.1 Situation générale.....	7
1.1.2 Courants de surface.....	7
1.1.3 Courants de fond	8
1.1.4 Conditions hydrographiques modernes des eaux de surface	8
1.1.5 Dynamique glaciaire régionale	8
1.2 Site IODP U1302	12
1.2.1 Situation générale.....	12
1.2.2 Courants de surface.....	12
1.2.3 Courants de fond	13
1.2.4 Conditions hydrographiques modernes des eaux de surface	13
1.2.5 Dynamique glaciaire régionale	13
CHAPITRE II	
MATÉRIEL ET MÉTHODES	
2.1 Échantillonnage	17
2.1.1 Site IODP U1305	17
2.1.2 Site IODP U1302	17
2.2 Analyses micropaléontologiques	18
2.3 Analyses géochimiques et isotopiques	19

2.3.1 Sédiment	19
2.3.2 Foraminifères	20
2.4 Diffraction aux rayons X	21
2.5 Décompte de la fraction lithique grossière	22
2.6 Chronostratigraphie	22
2.7 Reconstitutions quantitatives des conditions de surface	22
2.8 Indice de fiabilité des reconstitutions basées sur les assemblages de dinokystes	24
CHAPITRE III	
RÉSULTATS AU SITE IODP U1305	
3.1 Stratigraphie	26
3.2 Vitesse de sédimentation	27
3.3 Contenu géochimique et isotopique	27
3.4 Concentrations et flux de palynomorphes marins et terrestres	32
3.5 Assemblages de foraminifères planctoniques	32
3.6 Les assemblages sporo-polliniques	32
3.7 Les assemblages de dinokystes	33
3.8 Reconstitution des conditions océaniques de surface	33
CHAPITRE IV	
RÉSULTATS AU SITE IODP U1302	
4.1 Stratigraphie	39
4.2 Vitesse de sédimentation	40
4.3 Contenu géochimique et isotopique	40
4.4 Les rapports calcite/dolomite et Ca/Sr	41
4.5 Concentrations et flux de palynomorphes marins et terrestres	41
4.6 Assemblages de foraminifères planctoniques	49
4.7 Les assemblages sporo-polliniques	49
4.8 Les assemblages de dinokystes	49
4.9 Reconstitutions des conditions océaniques de surface	50
CHAPITRE V	
DISCUSSION	56

5.1	Corrélation des zones de reconstitutions environnementales des sites U1305 et U1302	56
5.2	Influence glaciaire au site IODP U1305	57
5.3	Influence glaciaire au site IODP U1302	58
5.4	Dynamique entre les calottes nord-américaine et groenlandaise durant le MIS 13	60
CHAPITRE VI		
CONCLUSION.....		64
APPENDICE A		
TABLEAU DES RÉSULTATS DES ÉCHANTILLONS SOUMIS AUX ANALYSES XRF.....		67
APPENDICE B		
LOCALISATION STRATIGRAPHIQUE DES ÉCHANTILLONS SOUMIS AUX ANALYSES XRF ET CORRÉLATION AUX COURBES DES RAPPORTS Ca/Sr ET Si/Sr		68
BIBLIOGRAPHIE.....		69

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
Figure 0.1 Enregistrements marins et glaciaires des derniers 800 000 ans et agrandissement sur le MIS13.	4
Figure 0.2 Carte de localisation des sites d'études du MIS 13.	5
Figure 1.1 Localisation des sites IODP U1302 et U1305.	10
Figure 1.2 Profil de la mer du Labrador représentant les différentes masses d'eau et la bathymétrie d'après Hillaire-Marcel et Bilodeau (2000).	11
Figure 1.3 Profil est-ouest du secteur d'Orphan Knoll représentant les différentes masses d'eau et la bathymétrie.	15
Figure 1.4 Topographie en mètres des calottes glaciaires au MIS13 tel que simulée par Muri <i>et al.</i> , (2013).	16
Figure 3.1 Stratigraphie du MIS 13 au site IODP U1305 par rapport à la stratigraphie de référence de Lisiecki et Raymo (2005)	29
Figure 3.2 Relations entre l'âge et la profondeur et vitesses de sédimentation estimées de l'intervalle couvrant du MIS 14 au MIS 12 au site IODP U1305... ..	30
Figure 3.3 Contenu géochimique et isotopique dans la section étudiée du site IODP U1305... ..	31
Figure 3.4 Concentrations des microfossiles dans la section analysée du site IODP U1305.	35
Figure 3.5 Pourcentage des principaux taxons sporo-polliniques par rapport à la somme pollinique dans la section étudiée du site IODP U1305 et proportion de pollen de taxons non arborescents (PNA).....	36
Figure 3.6 Pourcentage des principaux taxons de dinokystes dans la section étudiée du site IODP U1305.	37
Figure 3.7 Reconstitutions des conditions de surface pour la section étudiée du site IODP U1305, à partir des dinokystes et de la technique des analogues modernes (MAT).	38

Figure 4.1	Stratigraphie des MIS 14-12 au site IODP U1302 par rapport à la stratigraphie de référence de Lisiecki et Raymo (2005).....	43
Figure 4.2	Relations entre l'âge et la profondeur et vitesses de sédimentation de l'intervalle couvrant du MIS 14 au MIS 12 au site IODP U1302.	44
Figure 4.3	Contenu géochimique et isotopique dans la section étudiée du site IODP U1302.	45
Figure 4.4	Relations entre le rapport calcite/dolomite et Ca/Sr dans les couches détritiques et non détritiques du MIS 13 au site IODP U1302.	46
Figure 4.5	Carte schématique des affleurements carbonatés sur le secteur nord-est de l'Amérique du Nord (d'après Andrews et al., 1998).	47
Figure 4.6	Concentrations des microfossiles dans la section analysée du site IODP U1302.	48
Figure 4.7	Pourcentage des principaux taxons sporo-polliniques par rapport à la somme pollinique dans la section étudiée du site IODP U1302 et proportion de pollen de taxons non arborescents (PNA).....	53
Figure 4.8	Pourcentage des principaux taxons de dinokystes et concentrations des dinokystes dans la section étudiée du site IODP U1302.	54
Figure 4.9	Reconstitution des conditions de surface pour la section étudiée du site IODP U1302 à partir des dinokystes et de la technique des analogues modernes (MAT).	55
Figure 5.1	Corrélation des zones définies sur la base des assemblages de dinokystes et de reconstitutions des conditions de surface correspondantes aux sites U1305 et U1302 par rapport à la stratigraphie isotopique de Lisiecki et Raymo (2005) et l'insolation à 65°N en W.m ² (Berger, 1978).	61
Figure 5.2	Conditions de surface et IRD dans la section étudiée du site IODP U1305 par rapport à la stratigraphie isotopique de Lisiecki et Raymo (2005) et l'insolation à 65°N en W.m ² (Berger, 1978).	62
Figure 5.3	Conditions de surface, IRD et apports détritiques dans la section étudiée du site IODP U1302 par rapport à la stratigraphie isotopique de Lisiecki et Raymo (2005) et l'insolation à 65°N en W.m ² (Berger, 1978).	63

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 0.1	Référencement des sites d'étude du MIS13 (d'après Wolff <i>et al.</i> , 2015).....	6
-------------	--	---

RÉSUMÉ

Le stade isotopique marin 13 (*marine isotope stage* – MIS 13) est un interglaciaire particulièrement intéressant se déroulant sous de faibles concentrations de CO₂ atmosphérique (~240 ppmv) et présentant une forte asymétrie du climat respectif des deux hémisphères. La complexité du signal paléoclimatique du MIS 13 et le caractère équivoque des conditions climatiques qui prévalaient pourraient s'expliquer par la persistance d'une calotte glaciaire sur l'Amérique du Nord. Afin de vérifier cette hypothèse, on a procédé à des analyses micropaléontologiques, géochimiques et isotopiques sur les carottes de deux sites de forage de la Mer du Labrador : l'un au sud du Groenland (IODP U1305) et l'autre au large de Terre-Neuve (IODP U1302). Par l'application de la méthode des meilleurs analogues sur les assemblages de dinokystes, nous avons reconstitué les températures et salinités hivernales et estivales de surface ainsi que la productivité et le couvert de glace de mer saisonnier. Des analyses isotopiques sur les populations de foraminifères benthiques et planctoniques nous ont fourni des informations sur les conditions dans les eaux profondes et de subsurface. Le dénombrement des IRD (*ice rafted debris*) ainsi que des données sédimentologiques existantes nous ont permis de préciser la dynamique glaciaire régionale au cours du MIS13. La chronostratigraphie des carottes a permis de déterminer des vitesses de sédimentation supérieures à 20 cm par millier d'années au site IODP U1305 et comprises entre 10 et 20 cm par millier d'années au site IODP U1302. Au sud du Groenland, les assemblages de dinokystes et les reconstitutions environnementales évoquent 2 périodes aux conditions interglaciaires chaudes (532 à 521 et 508 à 478 ka) entrecoupées d'un intervalle marqué par des conditions glaciaires (521 à 508 ka). Durant tout le MIS13, les faibles quantités d'IRD, les faibles salinités, ainsi qu'une productivité supérieure à celle de l'actuel suggèrent un recul méridional de l'inlandsis groenlandais. Au large de Terre-Neuve, les reconstitutions environnementales issues des assemblages de dinokystes, associées aux analyses sédimentologiques, géochimiques et isotopiques mettent en évidence un signal plus complexe accompagné de variations dans les épisodes de vêlage. Des eaux de surface froides y seraient accompagnées d'apports hyperpycniaux, hyposalins et turbides tandis que des eaux de surface plus chaudes y sont accompagnées d'une augmentation de la fraction lithique grossière, ainsi que de la salinité et de la productivité. Ces variations pourraient illustrer phases de croissances et débâcles glaciaires sur l'Amérique du Nord.

Mots clés : Mer du Labrador, stade isotopique 13, palynologie, dinokyste

INTRODUCTION

Le stade isotopique marin 13 (*marine isotope stage* – MIS 13) est un interglaciaire (IG) particulièrement intéressant, datant de 533 à 478 ka (Lisiecki et Raymo, 2005 ; figure 0.1). D'une part, il s'agit d'un IG s'étant déroulé sous de faibles concentrations de gaz à effets de serre, avec une concentration en CO₂ de 240 parties par million (ppm), soit environ 40 ppm en dessous des valeurs enregistrées durant les MIS 11, 5^e et avant la période préindustrielle (Lüthi *et al.*, 2008; figure 0.1 et 0.2). D'autre part, cet intervalle présente une forte asymétrie du climat respectif des deux hémisphères (Guo *et al.*, 2009). Cette asymétrie se caractérise dans l'hémisphère Sud (HS) par des températures faibles: l'Antarctique enregistre son épisode le plus froid parmi les IG des derniers 800 000 ans (Jouzel *et al.*, 2007; figure 0.1 et 0.2), ce qui est compatible avec les anomalies négatives de températures par rapport à l'actuel dans les eaux de surface de l'HS reconstituées à partir du rapport Mg/Ca de coquilles de foraminifères (de Garidel-Thoron *et al.*, 2005; Elderfield *et al.*, 2012 ; figure 0.2). Inversement, l'hémisphère Nord (HN), aurait connu un faible volume de l'Inlandsis groenlandais tel qu'indiqué par des analyses polliniques mettant en exergue le développement d'une végétation non arbustive s'étendant sans doute au sud du Groenland (de Vernal et Hillaire-Marcel, 2008). D'autres reconstitutions tendent à indiquer des conditions relativement froides dans l'HN au MIS13. Les paléotempératures des eaux de surface au sud du Groenland, estimées à partir des assemblages de dinokystes indiquent des valeurs de 2 à 4°C inférieures à celles de l'actuel (de Vernal et Hillaire-Marcel, 2008 ; figure 0.2). Des séries polliniques d'Asie, à l'est du plateau tibétain, se singularisent par une très faible concentration de *Tsuga* pendant le MIS13 ce qui indiquerait des hivers rigoureux, sans doute les plus froids des derniers 800 ka (An *et al.*, 2011 ; figure 0.2). En revanche, d'autres études indiquent des conditions

paléoclimatiques semblables à celles de l'actuel. L'enregistrement de paléotempératures issu du rapport Mg/Ca de coquilles d'ostracodes à Boxgrove (côte méridionale de l'Angleterre) évoque un climat similaire à celui de l'actuel et tout au plus, une saisonnalité plus marquée (Holmes *et al.*, 2010 ; figure 0.2). De même, des paléosols de Xifeng dans le centre de la Chine démontrent une similitude avec les températures présentes (Kukla, 1987 ; Liu *et al.*, 1995 ; figure 0.2). Finalement, certains sites témoignent de températures supérieures à celles observées aujourd'hui. Dans le secteur de l'Atlantique Nord, des assemblages de foraminifères planctoniques indiquent des températures de 2 à 4°C supérieures à l'actuel durant le MIS 13 (Alonso-Garcia *et al.* 2011 ; figure 0.2). De façon similaire, un enregistrement pollinique et géochimique dans le bassin de Zoige en Chine centrale fait état de l'IG le plus chaud des derniers 800 ka (Chen *et al.*, 1999 ; figure 0.2). Les quelques exemples cités ci-dessus permettent de mettre en perspective la complexité du signal paléoclimatique du MIS13.

Le caractère équivoque des conditions climatiques du MIS13 pourrait s'expliquer par la persistance de calottes glaciaires sur l'Amérique du Nord et peut-être l'Eurasie comme le suggèrent des simulations climatiques avec les modèles HadCM3 (Muri *et al.*, 2013) et LOVECLIM (Muri *et al.*, 2012). Outre ces modèles climatiques, nous disposons également d'indices géochimiques plaidant en faveur de la persistance de conditions glaciaires ou périglaciaires sur une partie de l'Amérique du Nord durant le MIS13. En effet, les multiples couches détritiques riches en carbonate de calcium détritique au site IODP U1302 dans le sud de la mer du Labrador durant cet intervalle trouvent vraisemblablement leur origine dans des épisodes de vidanges glaciaires (Channell *et al.*, 2012).

La présente étude vise à démontrer la singularité du MIS13 en tant qu'interglaciaire et préciser l'étendu régional des conditions glaciaires ou périglaciaires qui auraient subsisté au cours de cet intervalle dans l'est du Canada et au Groenland. Pour ce faire

on a procédé à l'étude de carottes de forage de la Mer du Labrador (figure 1.1). Les deux sites d'études, l'un au large du sud du Groenland (IODP U1305) et l'autre au large de Terre-Neuve (IODP U1302), devraient fournir des enregistrements permettant de retracer l'histoire paléocéanographique régionale en relation avec l'activité glaciaire des continents adjacents. Notre approche repose principalement sur la palynologie marine et l'étude des assemblages de dinokystes qui constituent de bons traceurs hydrographiques de surface (Siesser et Hag, 1993; Rochon *et al.*, 1999; Boessenkool *et al.*, 2001; Marret *et al.*, 2004). Par l'application de la méthode des meilleurs analogues, les assemblages de dinokystes permettent de reconstituer les températures et salinités hivernales et estivales de surface ainsi que la productivité et le couvert de glace de mer saisonnier (de Vernal *et al.*, 2001, 2005, 2013; Radi et de Vernal, 2008). En parallèle, des analyses isotopiques sur les populations de foraminifères benthiques et planctoniques fournissent des informations sur les conditions dans les eaux profondes et de subsurface (Shackelton, 1974; Hillaire-Marcel *et al.*, 2001). L'utilisation de traceurs sédimentologiques et géochimiques comme les rapports Ca/Sr et Si/Sr (Channell *et al.*, 2012) et le dénombrement des IRD (*ice rafted debris*) vont nous permettre de préciser la dynamique glaciaire régionale. Les reconstitutions paléocéanographiques de ce secteur nord-ouest de l'Atlantique, siège de la formation des eaux profondes (Broecker *et al.*, 1990; Rahmstorf, 2002), devraient donc contribuer à retracer les modes de circulation thermohaline (CTH) dans cette partie de l'Atlantique du Nord pendant le MIS13.

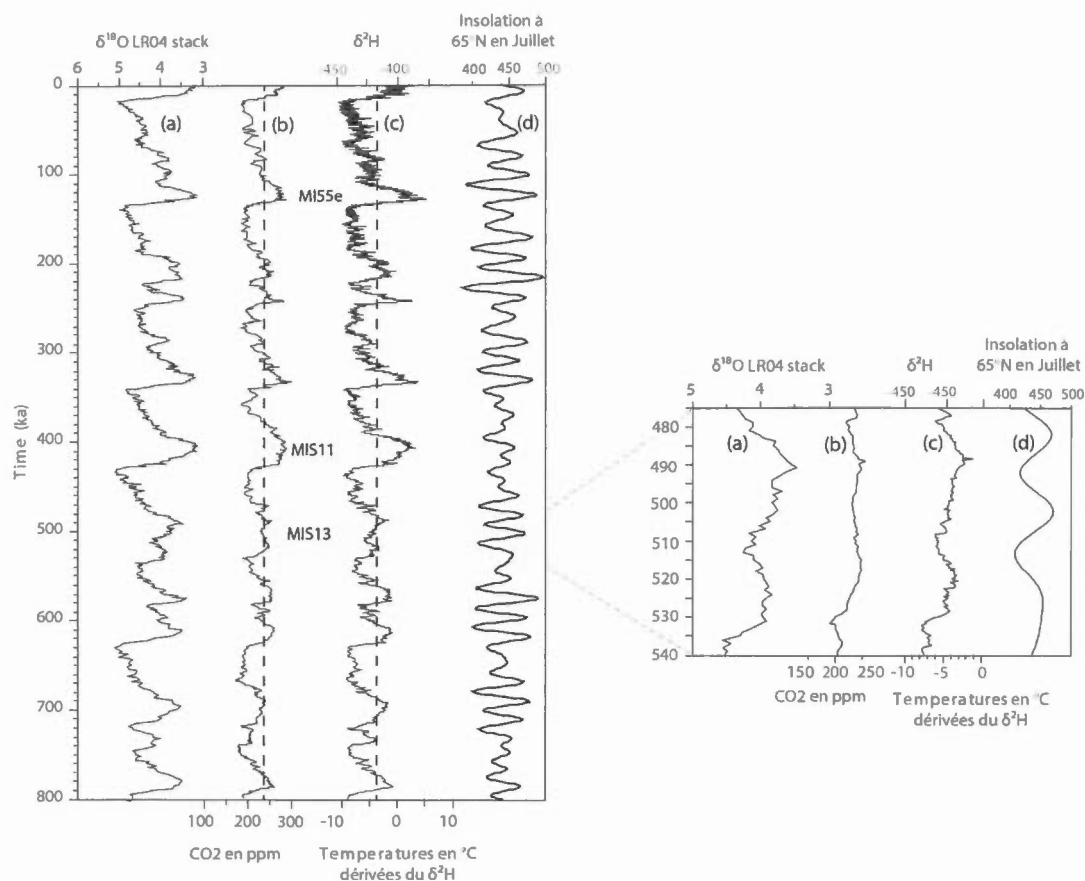


Figure 0.1 Enregistrements marins et glaciaires des derniers 800 000 ans et agrandissement sur le MIS13. (a) Stratigraphie isotopique de référence du $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères benthiques compilée à partir de 57 sites par Lisieski et Raymo (2005; LR04 benthic $\delta^{18}\text{O}$ stack). (b) Enregistrements du CO_2 atmosphérique dans les carottes de glace de l'antarctique (Vostok et EPICA dôme C - EDC) du (Lüthi *et al.*, 2008; Petit *et al.*, 1999; Siegenthaler *et al.*, 2005). (c) Enregistrement du $\delta^2\text{H}$ dans les carottes de glace de l'antarctique (EDC) et la température estimée (Jouzel *et al.*, 2007). (d) Insolation en juillet à 65°N en W.m^2 (Berger, 1978).

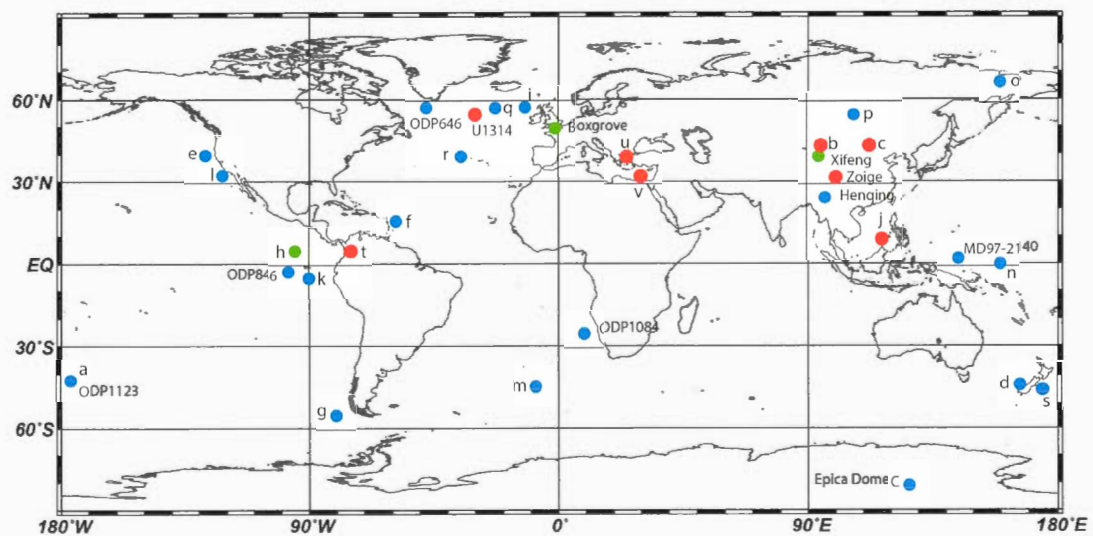


Figure 0.2 Carte de localisation des sites d'études du MIS 13. Les points bleus représentent des conditions paléoclimatiques ou paléocéanographiques plus froides qu'à l'actuel, les points rouges plus chaudes et les points verts similaires. Il s'agit d'une compilation réalisée à partir de plusieurs publications dont les sites d'études sont cités dans le texte ou donnés à titre complémentaire et référencés dans le tableau 0.1 (d'après Wolff *et al.*, 2015).

Auteurs	site	Proxies utilisés	Références sur la carte
Jouzel <i>et al.</i> , 2007	EDC	δD	Epica Dome C
Loulergue <i>et al.</i> , 2008	EDC	CH ₄ (ppb)	Epica Dome C
Lüthi <i>et al.</i> , 2008 ; Bereiter <i>et al.</i> , 2015	EDC	CO ₂ (ppm)	Epica Dome C
de Garidel-Thoron <i>et al.</i> , 2005	ODP 846, ODP 1084, MD97-2140	Mg/Ca	ODP 846, ODP 1084, MD97-2140
Elderfield <i>et al.</i> , 2012	ODP 1123	Mg/Ca	ODP 1123
de Vernal et Hillaire-Marcel, 2008	ODP 646	dinocysts	ODP 646
An <i>et al.</i> , 2011	Henqing	Pollen de Tsuga, Rb /Sr, C _{org.}	Henqing
Holmes <i>et al.</i> , 2010	Boxgrove	Mg /Ca	Boxgrove
Kukla, 1987, Liu <i>et al.</i> , 1995	Xifeng	RH Löss	Xifeng
Alonso-Garcia, M., <i>et al.</i> , 2011	U1314	Assemblage de Foraminifères p. (AFP)	U1314
Chen <i>et al.</i> , 1999	Zoige	Pollen, RH	Zoige
Crundwell <i>et al.</i> , 2008	ODP 1123	AFP	A
Guo <i>et al.</i> , 2009	Xifeng	Fed/Fet	B
Hao <i>et al.</i> , 2012	Plateau de Löss (Chine)	χ_{fd}	C
Hayward <i>et al.</i> , 2012	MD06-2986	AFP	D
Herbert <i>et al.</i> , 2001	ODP 1020	Alkénones	E
Herbert <i>et al.</i> , 2010	ODP 722	Alkénones	F
Ho <i>et al.</i> , 2012	PS75/034-2	Alkénones	G
Horikawa <i>et al.</i> , 2010	HY04	Alkénones	H
Lawrence <i>et al.</i> , 2009	ODP 982	Alkénones	I
Li <i>et al.</i> , 2011	ODP 1143	Alkénones	J
Liu et Herbert, 2004	ODP 846	Alkénones	K
Liu <i>et al.</i> , 2005	ODP 1012	Alkénones	L
Martinez-Garcia <i>et al.</i> , 2009	ODP 1090	Alkénones	M
Medina-Elizalde et Lea, 2005	ODP 806B	Mg /Ca	N
Melles <i>et al.</i> , 2012	Lac El'gygytgyn	Si/Ti	O
Prokopenko <i>et al.</i> , 2006	Lac Baïkal	Biosilica	P
Ruddiman <i>et al.</i> , 1986	DSDP552s	AFP	Q
Ruddiman <i>et al.</i> , 1989	DSDP607s	AFP	R
Schaefer <i>et al.</i> , 2005	DSDP594	AFP	S
Torres <i>et al.</i> , 2013	Bassin de Bogota	Pollen d'arbre - <i>Quercus</i>	T
Tzedakis <i>et al.</i> , 2006	Tenaghi Philippon	Pollen d'arbre	U
Ziegler <i>et al.</i> , 2010; Konijnendijk <i>et al.</i> , 2014	ODP968	Sapropel 967/968, Ti/Al	V

Tableau 0.1 Référencement des sites d'étude du MIS13 (d'après Wolff *et al.*, 2015).

CHAPITRE I

CONTEXTE ENVIRONNEMENTALE

1.1 Site IODP U1305

1.1.1 Situation générale

Le Site IODP U1305 (57°28'30''N ; 48°31'48''O) se situe à l'extrémité occidentale de la ride d'Eirik (Eirik Ridge, figure 1.1) au sud du Groenland dans la Mer du Labrador à une profondeur de 3459 mètres (Channell *et al.*, 2006). La ride d'Eirik est une formation sédimentaire qui daterait de 4,5 à 2,5 millions d'années (Ma) (Kaminski *et al.*, 1989) et serait issue du transport sédimentaire via le courant engendré par le déversement des masses d'eau de débordement du détroit du Danemark (*Denmark Strait Overflow Water* – DSOW, figure 3) (Arthur *et al.*, 1989). La position de ce site est particulièrement intéressante, car il s'agit, d'une part, d'un secteur où se forment actuellement des masses d'eau intermédiaires (Hillaire-Marcel *et al.*, 2001) intervenant dans la circulation thermohaline et, d'autre part, d'une zone susceptible d'enregistrer la variabilité de volume de l'Inlandsis groenlandais (de Vernal et Hillaire-Marcel, 2008).

1.1.2 Courants de surface

Le courant ouest-groenlandais (*West Greenland Current* - WGC, figures 1.1 et 1.2) parcourt en surface la côte occidentale du Groenland depuis son extrémité sud au cap Farewell. Il se retrouve donc à l'aplomb du site IODP U1305 (figure 3). Le WGC est un courant d'eau froide d'un débit d'environ 30 Sverdrup (Sv) résultant de la combinaison des apports d'eaux arctiques du courant est groenlandais (*East Greenland Current* - EGC, figure 1.1) et des eaux chaudes du courant d'Irminger (*Irminger*

current - IC, figure 1.1) (Lloyd *et al.*, 2007). La pycnocline située à environ 100 mètres de profondeur sépare les eaux de surface de la masse d'eau intermédiaire du Labrador (*Labrador Sea Water* – LSW, figure 1.3) (Hillaire-Marcel et Bilodeau, 2000). Les masses d'eaux intermédiaires de la LSW sont sur plusieurs centaines de mètres le siège d'une convection thermohaline saisonnière et contribuent ainsi grandement à la formation d'eaux profondes (Lucotte et Hillaire-Marcel, 1994).

1.1.3 Courants de fond

Le sous-courant côtier occidental (*Western Boundary Undercurrent* – WBUC, figure 1.2) est une composante importante de la circulation de la masse d'eau profonde de l'Atlantique Nord (*North Atlantic Deep Water* – NADW, figure 1.2) où se trouve le site IOPD U1305. Le WBUC entraîne la DSOW et la masse d'eau profonde du nord-est de l'Atlantique (*Northeast Atlantic Deep Water* – NEADW, figure 1.2) autour d'une gyre antihoraire dans le bassin du Labrador (Lucotte et Hillaire-Marcel, 1994).

1.1.4 Conditions hydrographiques modernes des eaux de surface

Les eaux de surface sont marquées par un gradient thermique saisonnier peu important. La température des eaux de surface varie entre $3,5 \pm 0,2^{\circ}\text{C}$ en hiver à $8,2 \pm 1,7^{\circ}\text{C}$ en été. La salinité estivale y est de $34,6 \pm 0,31$ (*World Ocean Atlas*, 2013).

1.1.5 Dynamique glaciaire régionale

De par ses conditions océanographiques de surface (EGC et WGC, figure 1.1), le site de l'IOPD U1305 enregistre un signal sédimentaire incluant des débris de délestage par les radeaux de glace (*Ice Rafted Debris* - IRD) et des couches détritiques qui reflètent en partie la dynamique glaciaire des secteurs orientaux et méridionaux de l'inlandsis groenlandais (Hesse et Chough, 1980; Hillaire-Marcel *et al.*, 1994; Stoner *et al.*, 1995; Hiscott *et al.*, 2001). Le Groenland est actuellement recouvert par l'Inlandsis le plus grand de l'HN (Ewert *et al.*, 2012) et il est considéré comme un

élément majeur de l'histoire glaciaire quaternaire de l'HN (Johnson et McClure, 1976; Birchfield *et al.*, 1981; Prentice et Matthews, 1991; Broecker, 1994; Stein *et al.*, 1996; Bartoli *et al.*, 2005). Sa formation trouverait son origine dans la fermeture de l'Isthme de Panama qui aurait modifié les conditions thermohalines de l'Atlantique Nord depuis près de 4,5 Ma (Haug et Tiedemann, 1998), favorisant le transport d'air chaud et humide vers les hautes latitudes et ainsi des précipitations neigeuses abondantes (Lunt *et al.*, 2008). Le développement initial de l'Inlandsis groenlandais daterait de 2,4 Ma (Souchez, 1997). La reconstitution de l'histoire de l'Inlandsis groenlandais a été proposée à partir de l'étude des couches détritiques marines (Larsen *et al.*, 1994) puis de la palynologie marine (de Vernal et Mudie, 1989; de Vernal et Hillaire-Marcel, 2008) selon laquelle le MIS 13 serait un des IG du dernier million d'années pendant lequel le volume de l'Inlandsis groenlandais aurait été plus faible qu'à l'actuel (de Vernal et Hillaire-Marcel, 2008).

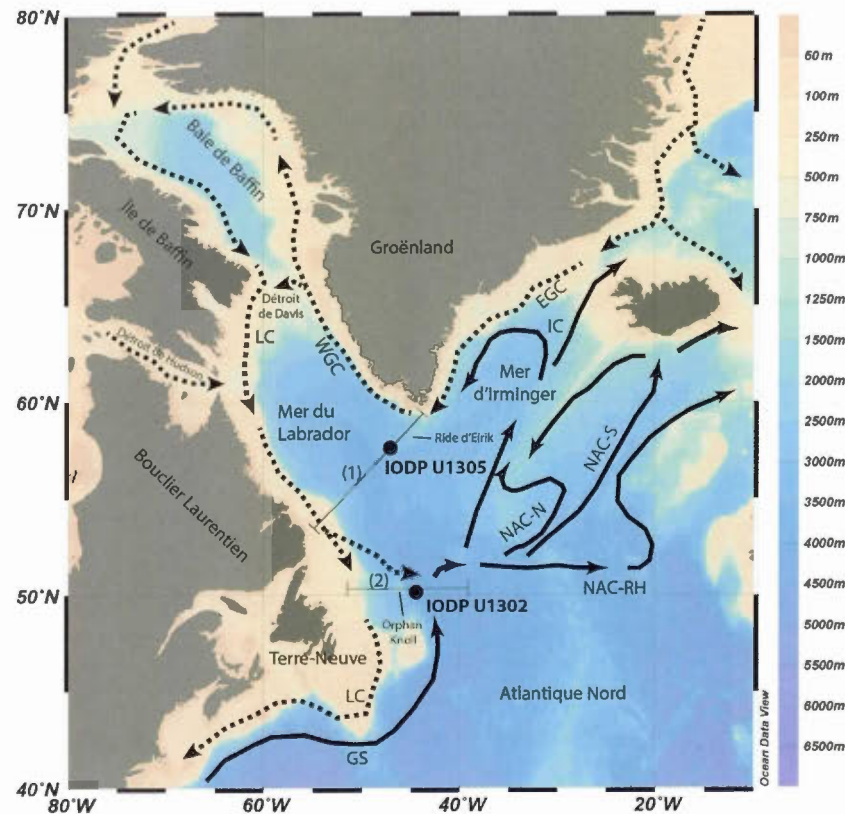


Figure 1.1 Localisation des sites IODP U1302 et U1305. Les trajectoires des principaux courants de surface sont représentées d'après Hansen et Osterhus (2000). Les flèches pleines et tiretées correspondent respectivement aux courants chauds et froids. Courant est groenlandais (*East Greenland Current* - EGC) ; Courant du Groenland occidental (*West Greenland Current* - WGC) ; Courant du Labrador (*Labrador Current* - LC) ; *Gulf Stream* – GS ; courant d'Irminger (*Irminger current* - IC) ; Branche Nord du courant nord-atlantique (*Northern branch of the North Atlantic Current* - NAC-N) ; Branche Sud du courant nord-atlantique (*Southern branch of the North Atlantic Current* - NAC-S) ; Branche Rockall-Hatton du courant nord-atlantique (*North Atlantic Current Rockall-Hatton branch* - NAC-RH). (1): trait de coupe de la figure 4. (2): trait de coupe de la figure 5.

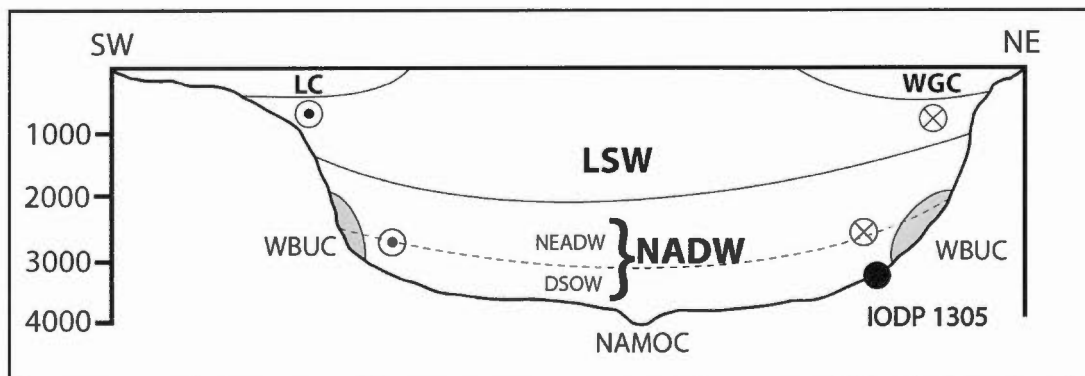


Figure 1.2 Profil de la mer du Labrador représentant les différentes masses d'eau et la bathymétrie d'après Hillaire-Marcel et Bilodeau (2000). Courant du Labrador (*Labrador Current* - LC); courant du Groenland occidental (*West Greenland Current* - WGC); Masse d'eau intermédiaire de la Mer du Labrador (*Labrador Sea Water* - LSW); Masse d'eau profonde de l'Atlantique Nord (*North Atlantic Deep Water* - NADW); Masse d'eau profonde du nord-est l'Atlantique (*Northeast Atlantic Deep Water* - NEADW); Masse d'eau de débordement du détroit du Danemark (*Denmark Strait Overflow Water* - DSOW); sous-courant côtier occidental (*Western Boundary Undercurrent* - WBUC); Chenal mid-océanique de l'Atlantique du Nord Ouest (*Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel* - NAMOC).

1.2 Site IODP U1302

1.2.1 Situation générale

Le site IODP U1302 ($50^{\circ} 10'N$; $45^{\circ} 38,3'O$) se situe au large de la marge continentale de Terre-Neuve à 3520 mètres de profondeur au sud-est d'un mont sous-marin connu sous le nom d'Orphan Knoll (figures 1.1 et 1.3) (Channell *et al.*, 2012). Orphan Knoll est un sommet topographique (environ 1800 m de profondeur) constitué d'un fragment de croûte continentale détaché de l'Amérique du Nord au cours de la dérive continentale qui eut lieu entre 105 et 84 Ma (Keen et Beaumont, 1990; Chian *et al.*, 2001) positionné entre 2 canyons sous-marins le site est à l'abri des turbidites et des coulées de débris (Channell *et al.*, 2006 ; Aksu et Hiscott, 1992).

1.2.2 Courants de surface

Le site IODP U1302 est sous l'influence de deux courants: le courant du Labrador (*Labrador Current* - LC, figures 1.1, 1.3) d'une part et le Gulf Stream d'autre part (GS, figures 1.1 et 1.3). Ces deux courants contribuent au courant des eaux de surface de l'Atlantique Nord (*North Atlantic Surface Water* – NASW, figure 1.3). Le courant du Labrador alimenté par des eaux arctiques et s'écoulant vers le sud se caractérise par des températures et salinités très variables en fonction des réchauffements et refroidissements saisonniers ainsi que des apports en eau de fonte (Lucotte et Hillaire-Marcel, 1994). Son intensité varie grandement entre l'automne et l'hiver pendant lesquels il atteint 7,5 Sv et le printemps et l'été pendant lesquels il n'est que de 4,5 Sv au-dessus du banc d'Hamilton (Han *et al.*, 2008). Le Gulf Stream subit aussi de grandes variations saisonnières, de l'ordre de 5 à 8,5 Sv et avec des débits maximum et minimum dans sa partie septentrionale en automne et au printemps respectivement (Manning et Watts 1989; Kelly et Gille, 1990; Sato et Rossby 1995; Hogg et Johns, 1995). Son intensité serait sujette à diminuer en période glaciaire (Lynch-Stieglitz *et al.*, 1999) ou pendant les périodes de refroidissement de moindre amplitude comme le petit âge glaciaire (Lund *et al.*, 2006).

1.2.3 Courants de fond

Le WBUC, après avoir circulé le long de la pente du bassin du Labrador s'écoule vers le sud-est entraînant les eaux de la NADW (figure 1.3) (Lucotte et Hillaire-Marcel, 1994). Au sortir du bassin de la mer du Labrador, la NEADW présente une grande homogénéité du fait de sa recirculation dans la gyre de la mer du Labrador (Lucotte et Hillaire-Marcel, 1994). L'homogénéisation de la DSOW est assurée par les mêmes mécanismes (Lazier, 1988 ; Mc Cartney, 1992), mais sa forte densité lui assure une position sous la NEADW (Lucotte et Hillaire-Marcel, 1994).

1.2.4 Conditions hydrographiques modernes des eaux de surface

Les eaux de surface sont marquées par un gradient thermique saisonnier élevé et une grande variabilité interannuelle du fait de la proximité de deux grands courants de surface, l'un chaud et l'autre froid que sont respectivement le Gulf Stream et le courant du Labrador. La température des eaux de surface (*sea surface temperature* – SST) est de $5,71 \pm 1,51^{\circ}\text{C}$ en hiver et $12,45 \pm 2,19^{\circ}\text{C}$ en été et sa salinité estivale est de $33,65 \pm 0,82$ (*World Ocean Atlas*, 2013).

1.2.5 Dynamique glaciaire régionale

En raison de conditions hydrographiques marquées par le courant du Labrador (figure 1.1), le site IOPD U1302 enregistre un signal sédimentaire incluant des apports sédimentaires d'origine glaciaire par vêlage ou flux hyperpycniaux liés à la dynamique des inlandsis laurentien et innuitien, ainsi que groenlandais (Hesse et Chough, 1980; Hillaire-Marcel *et al.*, 1994; Stoner *et al.*, 1995; Hiscott *et al.*, 2001). Les glaciations nord-américaines comme l'englacement du Groenland seraient une conséquence des flux méridiens humides avec la mise en place de la circulation thermohaline actuelle (Bartoli *et al.*, 2005). On retrouve des dépôts glaciaires continentaux et marins témoignant d'un englacement du nord de l'Amérique du Nord depuis le Pliocène supérieur (Ehlers et Gibbard, 2008 ; Barendregt et Duk-Rodkin ,

2004). Des couches détritiques riches en carbonate de calcium retrouvées au site IODP U1302 durant l'intervalle correspondant au MIS13 (Channell *et al.*, 2012) témoignent d'apports détritiques glaciaires provenant d'un substrat riche en CaCO_3 comme celui de la baie d'Hudson (Andrews et Tedesko, 1992). Les expériences de simulation paléoclimatiques avec le modèle HadCM3 simulent un dôme de glace sur l'Amérique du Nord pendant le MIS13 (Muri *et al.*, 2013) (figure 1.4).

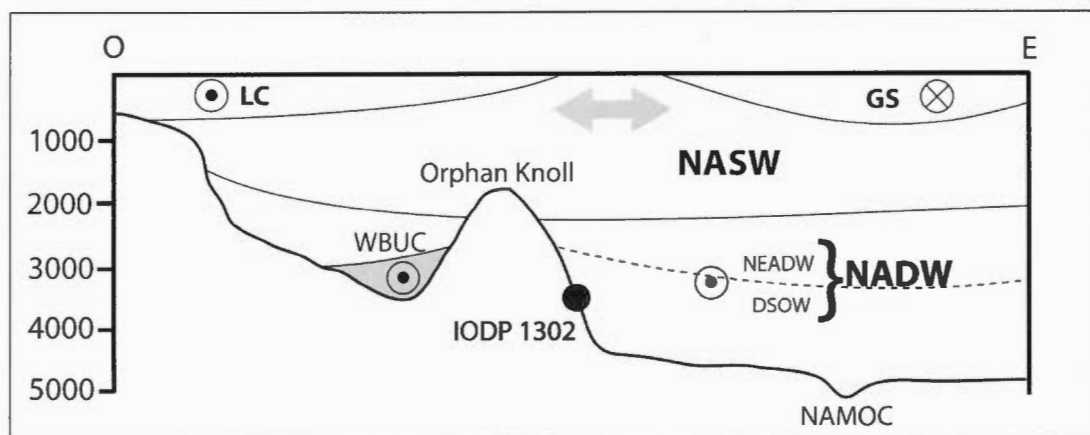


Figure 1.3 Profil est-ouest du secteur d'Orphan Knoll représentant les différentes masses d'eau et la bathymétrie. Courant du Labrador (*Labrador Current* - LC); *Gulf Stream* - GS; Eau de surface de l'Atlantique Nord (*North Atlantic Surface Water* - NASW); Masse d'eau profonde de l'Atlantique Nord (*North Atlantic Deep Water* - NADW); Masse d'eau profonde de l'Atlantique du Nord Est (*Northeast Atlantic Deep Water* - NEADW); Masse d'eau de débordement du détroit du Danemark (*Denmark Strait Overflow Water* - DSOW); sous-courant côtier occidental (*Western Boundary Undercurrent* - WBUC); Chenal mid-océanique de l'Atlantique du Nord Oest (*Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel* - NAMOC).

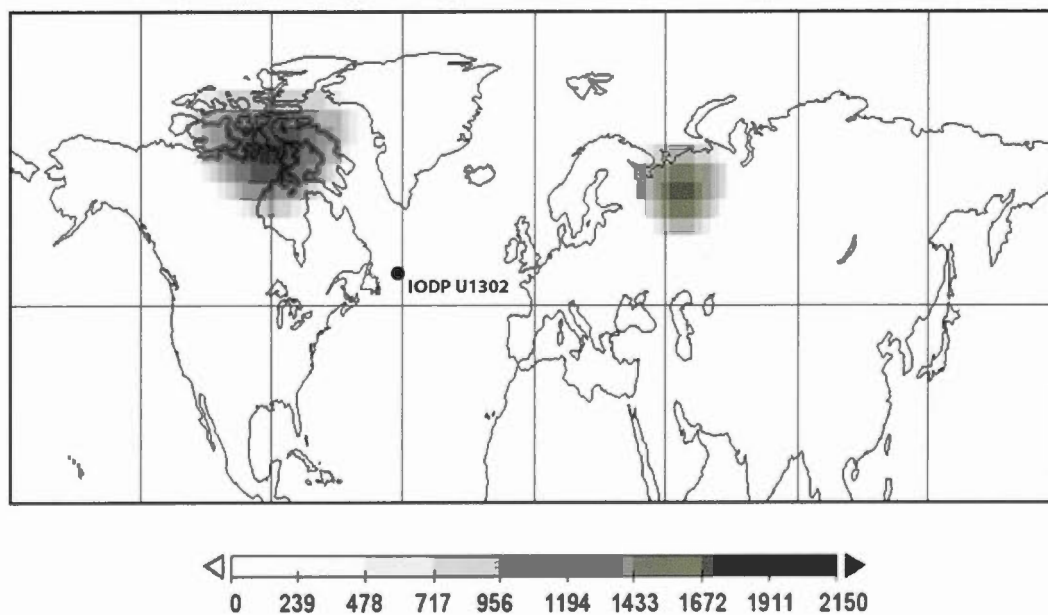


Figure 1.4 Topographie en mètres des calottes glaciaires au MIS13 tel que simulée par Muri *et al.* (2013). D'après Muri *et al.* (2013) et Yin *et al.* (2008), l'altitude maximale de l'Inlandsis nord-américain au MIS 13 aurait été de 2111 m et son volume de 7,38 millions de km³.

CHAPITRE II

MATÉRIEL ET MÉTHODES

2.1 Échantillonnage

2.1.1 Site IODP U1305

Les carottes de forage du site IODP U1305 ont été prélevées en 2004 au cours de l'expédition 303 de l'*Integrated Ocean Drilling Programm* (IODP) (Channell *et al.*, 2006). Le but de cette expédition était d'échantillonner des séquences sédimentaires dans l'Atlantique Nord à des sites stratégiques pour enregistrer certaines composantes du système climatique plio-quaternaire, soit la formation d'eau profonde ainsi que l'instabilité des calottes glaciaires groenlandaise et nord-américaine. À bord du JOIDES Resolution, le carottage de sédiment a été effectué par système de carottier à piston hydraulique et sans rotation de façon à perturber le moins possible le sédiment (Channell *et al.*, 2006). Les forages ont été réalisés jusqu'à une profondeur de 314 mcd (*meter composite depth*). D'après la stratigraphie isotopique du site U1305 réalisée de 0 à 184 mcd par Hillaire-Marcel *et al.* (2011), le MIS13 se situe entre 96,5 et 80,58 mcd. Afin de couvrir l'intégralité du MIS13, nous avons procédé à un sous-échantillonnage des carottes selon un intervalle de 40 cm, pour un total de 41 échantillons.

2.1.2 Site IODP U1302

Les carottes de forage des sites voisins IODP U1302 et U1303 (les 2 sites sont à 5,7 km l'un de l'autre) ont aussi été prélevées au cours de l'expédition 303 de l'IODP (Channell *et al.*, 2006). D'après la stratigraphie isotopique des sites U1302 et U1303 réalisée de 0 à 104 mcd par Hillaire-Marcel *et al.* (2011), le MIS13 se situe entre 68

et 76 mcd. . Afin de couvrir l'intégralité du MIS13, nous avons opté dans un premier temps pour un sous- échantillonnage de ces carottes selon un intervalle de 20 cm, soit un total 41 échantillons. Dans un deuxième temps, dans le but d'affiner la résolution temporelle des analyses micropaléontologiques, nous avons procédé à un sous-échantillonnage supplémentaire pour resserrer l'intervalle d'échantillonnage à environ 10 cm. Le nombre total d'échantillons ainsi analysés pour son contenu micropaléontologique est de 80.

2.2 Analyses micropaléontologiques

Afin de procéder aux analyses micropaléontologiques, les échantillons ont été préparés en suivant la méthodologie de de Vernal *et al.* (1999). Pour chaque échantillon étudié, 5 cm³ à 5,5 cm³ de sédiment ont été prélevés et leur volume a été mesuré par déplacement d'eau. Une fois séchés et pesés, les échantillons ont subi un premier tamisage entre 10 µm et 106 µm dans le but de séparer les particules fines (<10 µm) et grossières (>106 µm). Alors que la fraction grossière (>106 µm) a été conservée afin d'en analyser les populations de foraminifères et les particules lithiques d'origine glaciaire ou IRD, la fraction fine (<10 µm) a été mise en archive. Une capsule de grains marqueurs (*Lycopodium clavatum*) a été introduite dans les fractions comprises entre 10 µm et 106 µm de chaque échantillon afin de pouvoir en déduire par la suite les concentrations consécutives aux dénombrements micropaléontologiques (Matthews, 1969). Les fractions comprises entre 10 µm et 106 µm ont ensuite été soumises à des traitements successifs à l'acide chlorhydrique (HCl-10%) afin de dissoudre les particules carbonatées puis à l'acide fluorhydrique (HF-49%) afin de dissoudre les éléments siliceux. La fraction résiduelle des traitements chimiques a ensuite été tamisée une deuxième fois à 106 µm afin d'éliminer les résidus grossiers pouvant gêner l'analyse ultérieure au microscope. Par ailleurs, certains échantillons comportant un grand nombre de minéraux néoformés (fluorure de calcium) ont subi une séparation par liqueur dense avec du Polytungstate

(Bolch, 1997) puis un troisième tamisage à 106 μm . Le matériel une fois nettoyé a finalement été monté dans de la glycérine en gelée entre lame et lamelle.

Les observations palynologiques ont été faites au microscope optique en lumière transmise sous un grossissement de 400x à 1000x. Un dénombrement de tous les palynomorphes a été réalisé, ce qui inclut les kystes de dinoflagellés, les grains de pollen et les spores, les réseaux organiques de foraminifères ainsi que les palynomorphes remaniés. L'identification systématique des taxons de dinokystes a été faite selon la nomenclature de Rochon *et al.* (1999). Une fois les dinokystes dénombrés, la concentration des palynomorphes a été calculée à partir des dénombrements des grains marqueurs (Matthews, 1969).

Dans la fraction grossière ($> 150 \mu\text{m}$), nous avons procédé au calcul des concentrations d'une espèce de foraminifère planctonique, *Neogloboquadrina pachyderma* lévogyre (Npl). *Neogloboquadrina pachyderma* est une espèce mésopélagique dominante des milieux polaires à tempérés (Hernandez-Almeida *et al.*, 2012) et sa forme lévogyre (Npl) domine dans les milieux polaires à subpolaires. Sa concentration est donc un bon indice de la température de l'eau de surface (Kucera et Kennett, 2002 ; Darling *et al.*, 2006). Le calcul a porté sur les individus compris entre 150 μm et 250 μm , les proportions par rapport aux autres taxons et sur le même mode opératoire que celui employé pour le décompte de la fraction lithique grossière (cf. 2.5).

2.3 Analyses géochimiques et isotopiques

2.3.1 Sédiment

Afin de mesurer les teneurs en carbone organique (C_{org}), en carbone inorganique (C_{inorg}) et leur équivalent CaCO_3 , et en azote (N), nous avons procédé au séchage

puis au broyage au pilon d'albâtre de 1 à 2 g de sédiment. Ces échantillons ont par la suite été partagés en deux aliquotes. Sur la première aliquote, non traitée, nous avons procédé à la mesure directe du carbone total (C_{tot}) et de l'azote à l'aide d'un analyseur élémentaire Carlo Erba™ modèle NC2500. La deuxième aliquote a été traitée à l'HCl 1N, deux fois 24 heures afin de dissoudre les carbonates. Le sédiment ainsi décarbonaté a ensuite été soigneusement lavé à l'eau Milli-Q® afin d'en éliminer complètement le HCl pouvant endommager l'analyseur. La mesure du C_{org} sur la deuxième aliquote traitée est également effectuée à l'aide du même analyseur Carlo Erba™. Les teneurs obtenues sont exprimées par rapport au poids sec du sédiment analysé. L'analyse répétée de standards a permis de déterminer une reproductivité analytique relative de $\pm 5\%$ (Hillaire-Marcel *et al.*, 1994).

La teneur en ^{13}C est mesurée à partir de l'analyse de l'aliquote traitée à l'HCl 1N effectuée à l'aide d'un analyseur Elementar™ vario MICRO cube couplé à un spectromètre de masse à ratio isotopique (IRMS) Isoprime™ de modèle Isoprime 100. Les teneurs obtenues sont exprimées en δ selon le standard universel VPDB (*Vienna Pee Dee Belemnite* ; Coplen-Tyler, 1995). L'analyse répétée du standard a permis de déterminer une reproductivité analytique globale de $\pm 1\%$.

2.3.2 Foraminifères

Les analyses des teneurs en ^{18}O et ^{13}C ont été réalisées sur deux espèces de foraminifères benthiques, *Uvigerina peregrina* (Cushman, 1923) et *Melonis pompiloides* (Roemer, 1838). Les foraminifères ont été prélevés dans la fraction grossière ($>106\ \mu m$) après un tamisage entre $150\ \mu m$ et $250\ \mu m$.

Melonis pompiloides a été sélectionné dans les échantillons du site U1302. Bien que l'effet des variations de taille soit beaucoup moins contrasté chez les foraminifères benthiques que chez les planctoniques, $<0,35\text{‰}$ et $<0,5\text{‰}$ pour ce qui concerne les valeurs du $\delta^{18}O$ et du $\delta^{13}C$ respectivement (Dunbar et Wefer, 1984), nous avons

veillé à l'homogénéité des dimensions des spécimens triés d'un échantillon à l'autre. Pour chaque échantillon, la quantité optimale de spécimens de *Melonis pompiloides* de 6 individus, soit 100 µg à 120 µg de CaCO₃.

Uvigerina peregrina a été sélectionné pour les analyses sur foraminifères benthiques au site U1305, car il s'agit du taxon majoritaire sur l'ensemble du MIS 13. *Uvigerina peregrina* est le seul foraminifère benthique pour lequel un effet ontogénique important sur le fractionnement isotopique a été reporté (Dunbar et Wefer, 1984). Une attention particulière a donc été portée à la sélection des individus. Pour chaque échantillon, le nombre optimal de spécimens d'*Uvigerina peregrina* était de 6 individus, soit 100 µg à 120 µg.

Les foraminifères benthiques destinés aux analyses ont été chauffés une heure à 250°C afin d'éliminer toute trace de carbone organique.

Les analyses isotopiques ont été réalisées à partir d'un IRMS Micromass Isoprime™ en mode injection double couplé à un système multicarb™. Les teneurs obtenues sont exprimées en δ selon le standard universel VPDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*; Coplen-Tyler, 1995). L'analyse répétée du standard interne UQ6 a permis de déterminer une reproductivité analytique de ± 0,05 %.

2.4 Diffraction aux rayons X

Des analyses par diffraction aux rayons X (DRX) ont été réalisées sur certains échantillons afin d'en déterminer la fraction dolomitique. Ces analyses ont été menées soit pour déterminer une origine détritique (U1302), soit comme analyses complémentaires à celles destinées à mesurer les proportions de C_{org} et le C_{inorg} (U1305). Pour ce qui concerne le site U1302, moins de 1 cm³ a été prélevé sur les échantillons sélectionnés. Les aliquotes ont ensuite été séchées puis broyées au pilon d'albâtre. Pour ce qui concerne le site U1305, les analyses complémentaires ont été

réalisées sur les aliquotes déjà traités à l'HCl 1N pour les analyses du C_{org} . Les analyses ont été menées à partir d'un diffractomètre D-5000 équipé d'un processeur Sol-X.

2.5 Décompte de la fraction lithique grossière

Nous avons procédé au décompte systématique des grains lithiques ou IRD qui est un indice de l'activité glaciaire sur les continents. Le décompte s'est porté sur la fraction $>150\ \mu\text{m}$ pour les échantillons du site U1305. Pour les échantillons du site U1302, nous avons procédé au décompte des IRD compris entre $106\ \mu\text{m}$ et $150\ \mu\text{m}$ et dans la fraction $>150\ \mu\text{m}$. Les résultats sont exprimés en nombre d'IRD par g de sédiment sec.

2.6 Chronostratigraphie

La chronostratigraphie des carottes a été déterminée en 2 temps. Dans un premier temps, nous avons identifié les limites supérieures et inférieures du MIS13 grâce à la stratigraphie isotopique de Hillaire-Marcel *et al.* (2011). Cette stratigraphie repose sur les analyses du $\delta^{18}\text{O}$ de Npl corrélées aux limites de stades isotopiques de la stratigraphie isotopique de référence LR04 de Lisieski et Raymo (2005). Dans un deuxième temps, à l'intérieur de ces limites, nous avons procédé à une corrélation graphique sur des valeurs extrêmes de la courbe LR04 et les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de Npl des deux sites étudiés.

2.7 Reconstitutions quantitatives des conditions de surface

Nous avons utilisé la méthode des meilleurs analogues afin de reconstituer de façon quantitative et à partir des assemblages de dinokystes, les conditions océanographiques de surface. Les reconstitutions ont été faites à partir du logiciel R développé par Gentleman et Ihaka (1997). La base de données utilisée inclut 1492 sites de références des moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord et comporte 66 taxons (cf. de Vernal *et al.*, 2013a). La base de données est disponible sur le site

web du Geotop (www.geotop.ca). Les paramètres environnementaux tels que températures et salinités ont été compilés à partir des données du *World Ocean Atlas* (2001), la durée du couvert de glace de mer est issue des bases de données 1953-2003 du *National Snow and Ice Data Center* à Boulder et la productivité primaire est issue de données MODIS (cf. Radi et de Vernal, 2008).

La méthode des meilleurs analogues repose sur la comparaison entre les assemblages fossiles de dinokystes et les assemblages de la base de données modernes. Les fréquences relatives des taxons des assemblages fossiles sont exprimées en pour mille puis transformées en valeurs logarithmiques afin de définir un degré de similarité avec les assemblages modernes. Il est ainsi possible d'identifier jusqu'à cinq meilleurs analogues modernes si leur distance sous le seuil indique qu'il s'agit d'analogues statistiquement représentatifs à partir desquels une moyenne pondérée des conditions hydrographiques de surface est calculée selon la distance; dans certains cas, la distance de l'échantillon fossile, supérieure au seuil ne permet pas d'accepter l'analogue comme statistiquement satisfaisant. Les paramètres de surface reconstitués sont la température et la salinité hivernale et estivale ainsi que la productivité primaire et le couvert de glace annuel. L'incertitude des reconstitutions est calculée à partir d'un test de validation des fonctions de transfert. Les assemblages de la base de données ($n = 1492$) sont utilisés afin de pratiquer une reconstitution. Les valeurs reconstituées des différents paramètres sont alors comparées aux valeurs instrumentales et l'on peut quantifier la relation entre ces deux groupes de valeurs (coefficient de corrélation et déviation standard des différences) nous renseignant sur le degré de précision des reconstitutions. Pour chaque paramètre, il est possible de calculer quelle est l'erreur de prédiction (*root mean square error of prediction - RMSEP*) qui correspond à la déviation standard pour une fraction de la base de donnée (1/5) utilisée comme test des différences entre reconstitutions et observations (voir Guiot et de Vernal, 2007).

2.8 Indice de fiabilité des reconstitutions basées sur les assemblages de dinokystes

Afin d'évaluer la fiabilité des reconstitutions issues de la méthode des meilleurs analogues au-delà de l'erreur de prédiction mentionnée ci-dessus, nous avons calculé un indice de fiabilité pour chaque échantillon (de Vernal *et al.*, 2013b). Le calcul repose sur la somme de dinokystes dénombrés, le degré de similitude des meilleurs analogues et le nombre d'analogues utilisés pour les reconstitutions, tel que décrit ci-dessous :

1) Si la somme de dinokystes est supérieure à 300, donc des statistiques de comptage satisfaisantes, l'échantillon reçoit une note de 4. Si les sommes sont comprises entre 200 et 300, 200 et 100 et 100 à 50, les notes respectivement attribuées sont de 3, 2 et 1.

2) La dissimilarité est une valeur sans unité définie à partir du seuil adopté, lui-même valeur limite sans unité au-delà de laquelle les analogues modernes ne sont plus retenus pour un échantillon donné (seuil adopté de 1,117534 et 1,160159 respectivement pour les sites U1302 et U1305). Plus cette valeur pour un analogue donné est faible, plus son degré de similarité est fort avec l'échantillon fossile considéré. Si la dissimilarité entre l'échantillon et le premier meilleur analogue est inférieure à 25% du seuil adopté, un score de 4 est attribué à l'échantillon fossile. Pour des dissimilarités comprises entre 25 et 50%, 50 et 75% et 75 à 100%, les scores respectivement attribués sont de 3, 2 et 1.

3) Si la dissimilarité entre l'échantillon fossile et son cinquième meilleur analogue moderne est inférieure à 25%, un score de 4 est attribué. Pour des dissimilarités comprises entre 25 et 50%, 50 et 75% et 75 à 100%, les scores respectivement attribués sont de 3, 2 et 1.

4) Si 5 analogues ont été retenus, un score de 4 est attribué à l'échantillon fossile. Avec 3, 2 et 1 analogues retenus, les scores respectivement attribués sont de 3, 2 et 1.

Les scores sont finalement additionnés pour donner 5 indices de fiabilité, A (scores = 14-16), B (scores = 12-13), C (scores = 10-11), D (scores 8-9) et E (scores <8).

CHAPITRE III

RÉSULTATS AU SITE IODP U1305

3.1 Stratigraphie

La stratigraphie a été établie à partir de corrélations du $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères benthique (*Melonis* sp.) et mésopélagique (Npl) avec la stratigraphie isotopique de référence de Lisiecki et Raymo (2005, 2009) (figure 3.1). Les transitions des stades isotopiques 13/12 et 14/13 ont été identifiées respectivement à 80,53 mcd (*meter composite depth*, 478 ka) et 96,85 mcd (533 ka). Trois points de repère ont été utilisés entre les transitions isotopiques : l'un correspond au milieu de l'interglaciaire à 89,2 mcd (513 ka) et les deux autres correspondent à 2 pics isotopiques du MIS 13 à 83,3 mcd (490 ka) et 93,5 mcd (524 ka). Nous procédons à une interpolation linéaire entre les points de repère utilisés. Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthique et pélagique présentent des variations similaires (figure 7) avec les minimums du MIS 13a et 13c (490 ka et 524 ka), ainsi que le maximum du MIS 13b à 513 ka) précédemment mentionnés. Il est à noter une augmentation abrupte des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ de Npl de 83 à 81,5 mcd qui se retrouve également, mais de façon moins prononcée dans celles de *Melonis*. Les courbes du $\delta^{13}\text{C}$ de Npl et *Melonis* présentent des tendances différentes de la base du MIS 13 (533 ka) au minima du MIS 13a (490 ka). Le $\delta^{13}\text{C}$ de Npl présente une augmentation régulière tandis que le $\delta^{13}\text{C}$ de *Melonis* affiche une tendance dégressive avec de larges oscillations. Ces différences entre les compositions isotopiques des deux taxons peuvent illustrer une stratification des masses d'eau. De 490 ka à la transition isotopique 13/14 (478 ka), toutefois, les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques et planctoniques montrent des tendances similaires ce qui suggère une évolution similaire des eaux de surface et profondes.

Melonis sp. étant une espèce endobionte intermédiaire à profonde (1-4 cm) (Bandy et Rodolfo, 1964; Mackensen et Douglas, 1989), ses variations de $\delta^{13}\text{C}$ entre 533 et 490 ka pourraient refléter des variations de la limite oxique dans le sédiment.

3.2 Vitesse de sédimentation

Les vitesses de sédimentation enregistrent de fortes variations (figure 3.2). Les périodes glaciaires des stades 14 et 12 se caractérisent par des vitesses moyennes de sédimentation inférieures à 10 cm par millier d'années, alors qu'elles sont supérieures à 20 cm par millier d'années pendant le MIS 13. Ces différences s'expliqueraient par le vannage sur la pente océanique et une focalisation du sédiment sur le glacis pendant les interglaciaires en raison d'une forte intensité de la WBUC (cf. Hillaire-Marcel *et al.*, 2001, 2011). Des apports détritiques d'origine continentale particulièrement élevés sont également possibles pendant les phases de déglaciation. Selon les corrélations établies, les vitesses de sédimentation du MIS13, seraient comprises entre 20 et 40 cm par milliers d'années avec des valeurs particulièrement élevées au début de l'interglaciaire.

3.3 Contenu géochimique et isotopique

Le sédiment renferme de 0,15 à 0,45 % de carbone organique (C_{org}) (figure 3.3). Le profil carbone/azote (C/N) affiche des valeurs comprises entre 7 et 11 (figure 3.3) ce qui indique une origine essentiellement marine de la matière organique (Meyers, 1994). De 91,31 à 87,71 mcd, les valeurs sont comprises entre 9 et 11 ce qui indiquerait une composante terrestre non négligeable. Des valeurs du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ inférieures à -24 ‰ dans cet intervalle arguent en ce sens. Le contenu en CaCO_3 n'est pas très élevé. Il est compris entre 0,5 et 5% (figure 3.3), avec des valeurs particulièrement faibles entre 96,5 et 82,53 mcd. Cela pourrait indiquer une préservation moindre du contenu biogénique carbonaté. Des variations opposées des valeurs du C_{org} et du CaCO_3 pourraient suggérer la présence de dolomite après

décarbonatation. Toutefois, des analyses géochimiques complémentaires par XRF permettent d'exclure cette hypothèse.

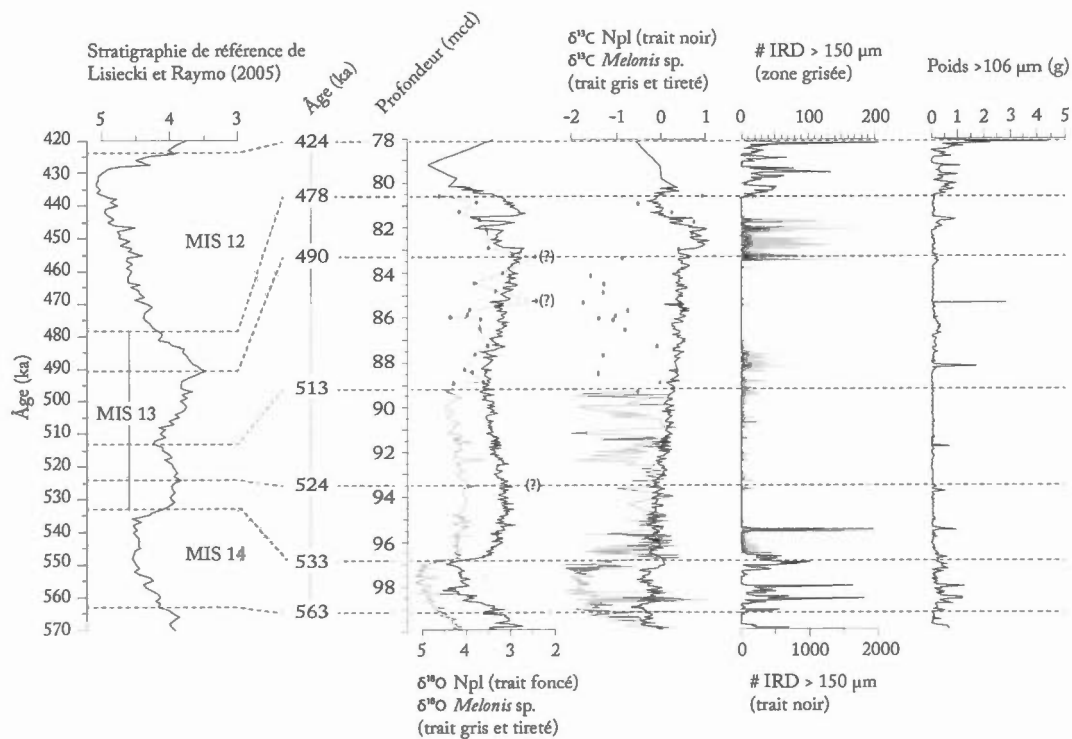


Figure 3.1 Stratigraphie du MIS 13 au site IODP U1305 par rapport à la stratigraphie de référence de Lisiecki et Raymo (2005). $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ de Npl, *Melonis* sp. et fraction grossière (nombre de grains > 150 μm , poids de la fraction > 106 μm par g de sédiment sec).

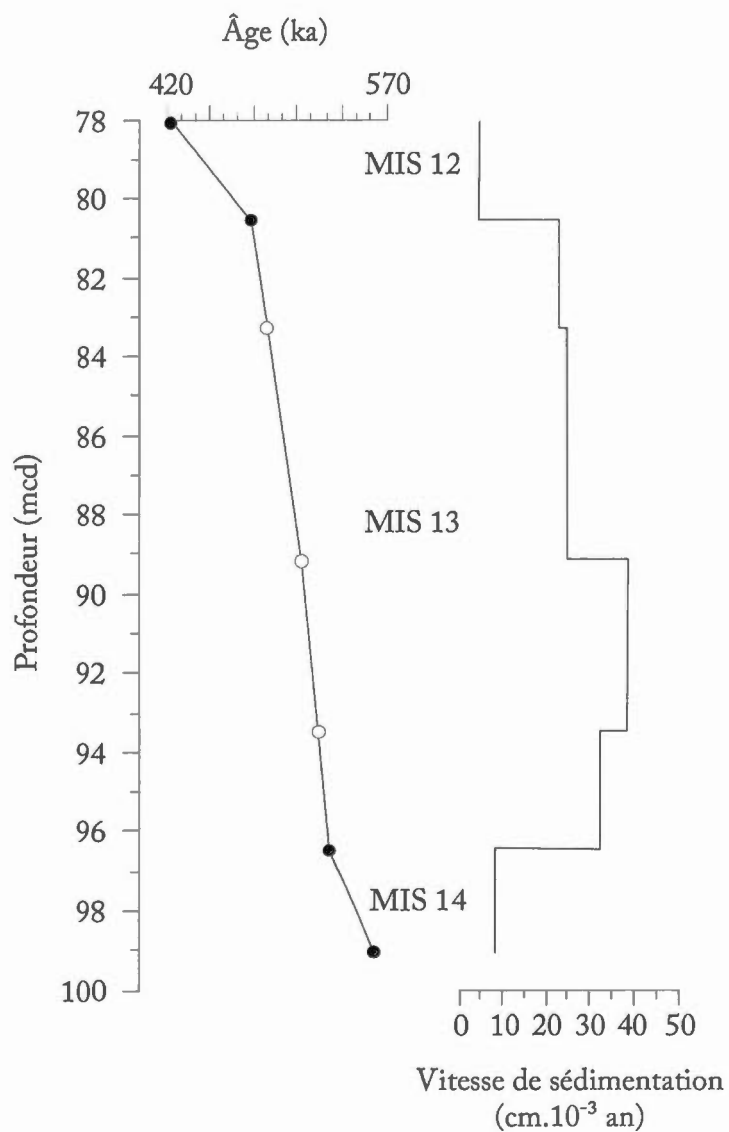


Figure 3.2 Relations entre l'âge et la profondeur et vitesses de sédimentation estimées de l'intervalle couvrant du MIS 14 au MIS 12 au site IODP U1305. Les cercles pleins indiquent les limites isotopiques, les cercles vides les points de repère additionnels basés sur les variations isotopiques (voire figure 3.1).

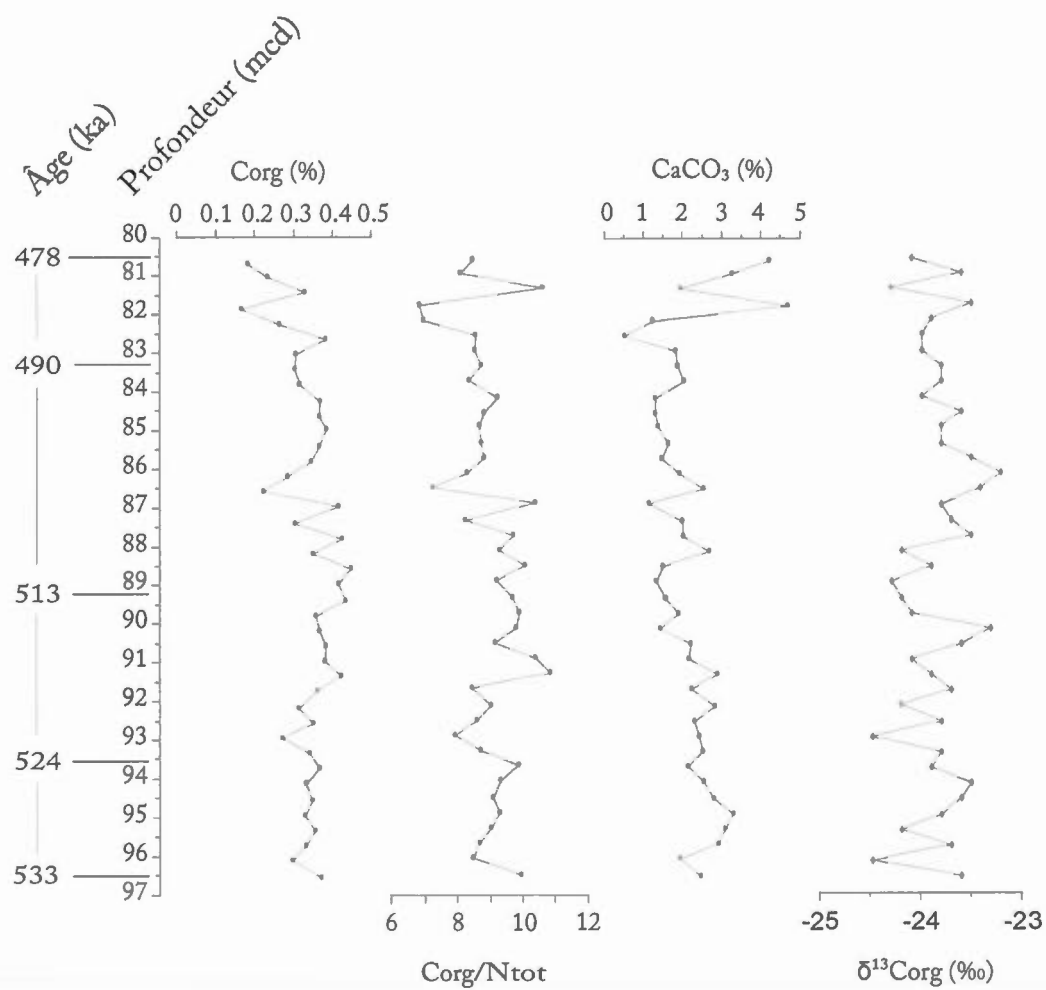


Figure 3.3 Contenu géochimique et isotopique dans la section étudiée du site IODP U1305.

3.4 Concentrations et flux de palynomorphes marins et terrestres

Les concentrations en palynomorphes marins (dinokystes) sont relativement élevées (figure 3.4). Dans la plupart des échantillons, elles sont supérieures à $2 \cdot 10^3$ kystes.g⁻¹ ce qui permet de calculer des flux de l'ordre de 10^2 - 10^3 kystes.cm⁻².a⁻¹. Cela correspondrait à une productivité assez élevée (Rochon et de Vernal, 1994). Les concentrations en palynomorphes terrestres (grains de pollen) sont faibles (figure 3.4), d'environ 250 grains.g⁻¹ en moyenne. Ces faibles valeurs sont normales compte tenu de la localisation hauturière du site IODP U1305. Le rapport dinokystes/pollen (D/P) nous renseigne sur les variations des apports entre la matière organique d'origine marine et celle d'origine terrestre (de Vernal et Giroux, 1991). Ce rapport est élevé dans les sédiments du MIS 13 malgré une baisse dans la partie supérieure de la série étudiée (figure 3.4). Les palynomorphes remaniés, d'origine terrigène ou provenant d'érosion sous-marine, enregistrent des concentrations dépassant rarement 500 individus.g⁻¹ (figure 3.4). Les concentrations de réseaux organiques de foraminifères sont très faibles, sauf à 90,91 mcd où elles sont supérieures à 850 réseaux organiques.g⁻¹.

3.5 Assemblages de foraminifères planctoniques

Les assemblages de foraminifères planctoniques se caractérisent par une faible diversité taxonomique et sont dominés par *Neogloboquadrina pachyderma* lévogyre (Npl) accompagné de *Neogloboquadrina pachyderma* dextrogyre, *Globigerina bulloides* et *Turborotalia quinqueloba*. De rares tests de *Globorotalia inflata* et *Globigerinata glutinata* ont également été observés. Les proportions de Npl dans la population de foraminifères planctoniques comprise entre 150 et 250 µm varient entre 60 et 95% (figure 3.4).

3.6 Les assemblages sporo-polliniques

Le contenu sporo-pollinique des sédiments est issu d'un transport atmosphérique ou hydrodynamique de longue distance et donne une indication de la végétation dans les

milieux terrestres des continents adjacents, dans le cas présent la partie méridionale du Groenland (figure 3.5). Le pollen de *Pinus* qui est l'objet d'un transport sélectif (Rochon et de Vernal, 1994) domine les assemblages. Le pollen de *Betula* et *Alnus* est relativement abondant ainsi que celui des Cyperaceae qui est le fréquent parmi les taxons herbacés. Jusqu'à 86 mcd, la proportion de taxons non arborescents est souvent proche de 50%, mais elle diminue au-dessus.

3.7 Les assemblages de dinokystes

Les assemblages de dinokystes sont largement dominés par des kystes associés à des taxons hétérotrophes, notamment *Brigantedinium* sp. (50 à 99%) qui est accompagné de *Selenopemphix quanta* (figure 3.6). Les kystes de taxons phototrophes sont rares, sauf dans la partie sommitale de la section étudiée. *Nematosphaeropsis labyrinthus* et *Operculodinium centrocarpum* sont les plus abondants. *Pentapharsodinium dalei*, *Impagidinium paradoxum*, *I. patulum*, *I. aculeatum*, *Spiniferites elongatus* et *S. ramosus* sont présents, mais surtout au-dessus de 88 mcd. Dans l'ensemble, 3 zones d'assemblages peuvent être distinguées. Une première de la base de la section étudiée à 88 mcd où domine *Brigantedinium* accompagné d'*Operculodinium centrocarpum*, de *Nematosphaeropsis labyrinthus* et plus minoritairement d'*Impagidinium patulum*. De ~92 à 88 mcd, *Brigantedinium* domine de façon quasi exclusive. Dans la partie supérieure, au-delà de 88 mcd, on observe des assemblages diversifiés avec plus de taxons autotrophes.

3.8 Reconstitution des conditions océaniques de surface

Les assemblages de dinokystes de la section étudiée du site de l'IODP U1305 permettent de retracer les conditions de surface marine (figure 3.7) à partir de la méthode des meilleurs analogues. Les indices de fiabilités sont très élevés. Les reconstitutions permettent de distinguer trois épisodes. À la base de la série, de 96,5 à 92 mcd, qui correspond à la zone d'assemblage 1, les résultats indiquent des conditions variables, mais assez chaudes. Les SSTs sont en moyenne de 2°C et 6°C

en hiver et en été respectivement, ce qui est semblable à celles de l'actuel. La salinité de surface moyenne est de 33,4 psu, ce qui est plus faible que celle de l'actuel. Le couvert de glace hivernal est faible et la productivité souvent supérieure à celle enregistrée aujourd'hui. Il s'agit de conditions interglaciaires.

De ~92 à ~88 mcd, soit dans la zone 2 caractérisée par la dominance exclusive de *Brigantedinium*, on reconstitue des conditions très froides marquées par des températures estivales de 1,5°C et un couvert de glace de mer de 8 mois/an. De telles conditions sont beaucoup plus froides que celles de l'actuel et indiquent un milieu de type arctique. La salinité hivernale est très faible (< 32,5 psu) et la productivité est basse et souvent inférieure à 100 g/cm².an. De telles conditions, très rigoureuses, offrent la signature de conditions glaciaires.

Dans la partie supérieure de la section étudiée, soit de ~88 à ~80,53 mcd correspondant à la zone 3, les assemblages de dinokystes sont diversifiés et permettent de reconstituer des conditions relativement chaudes. Les températures de surface varient entre 5 et 12°C en été et entre 0 et 6°C en hiver, ce qui excède souvent les valeurs modernes. La salinité de surface y est plus faible que celle de l'actuel sauf de façon ponctuelle. Le couvert de glace de mer hivernal est occasionnel et la productivité souvent supérieure à celle enregistrée aujourd'hui. Il s'agit de l'intervalle avec les conditions interglaciaires les plus chaudes du MIS 13 au site de l'IODP U1305.

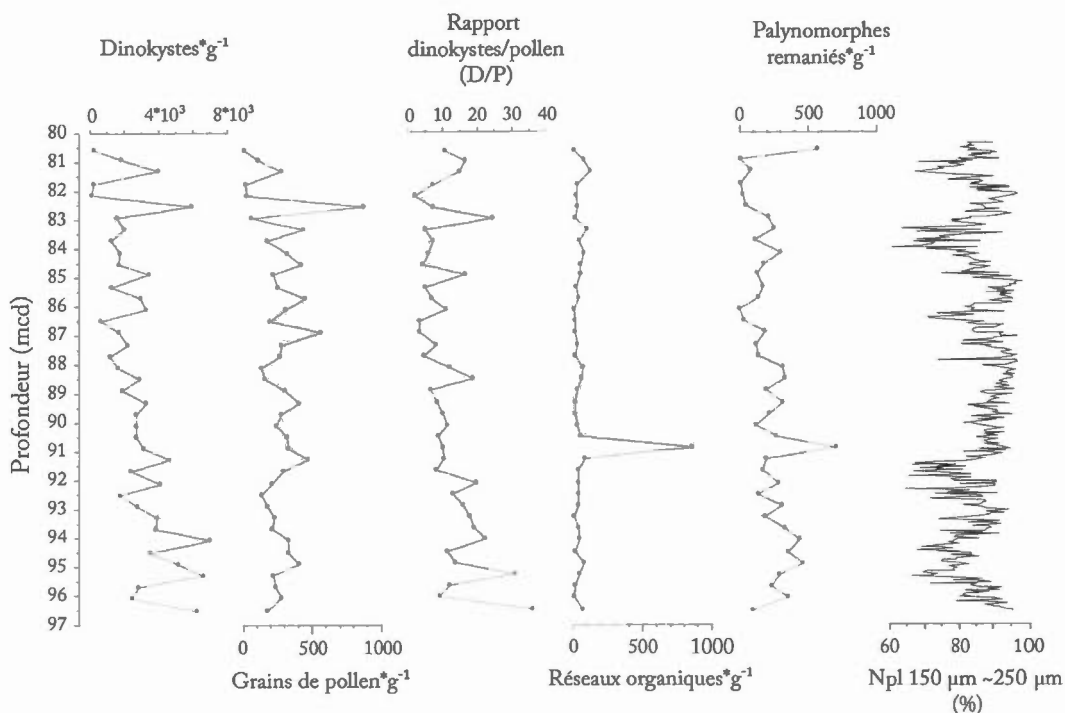


Figure 3.4 Concentrations des microfossiles dans la section analysée du site IODP U1305. Concentration des dinokystes et grains de pollen, rapport dinokystes/pollen, concentration des réseaux organiques de foraminifères, des palynomorphes remaniés. Proportion de Npl dans les assemblages de foraminifères planctoniques.

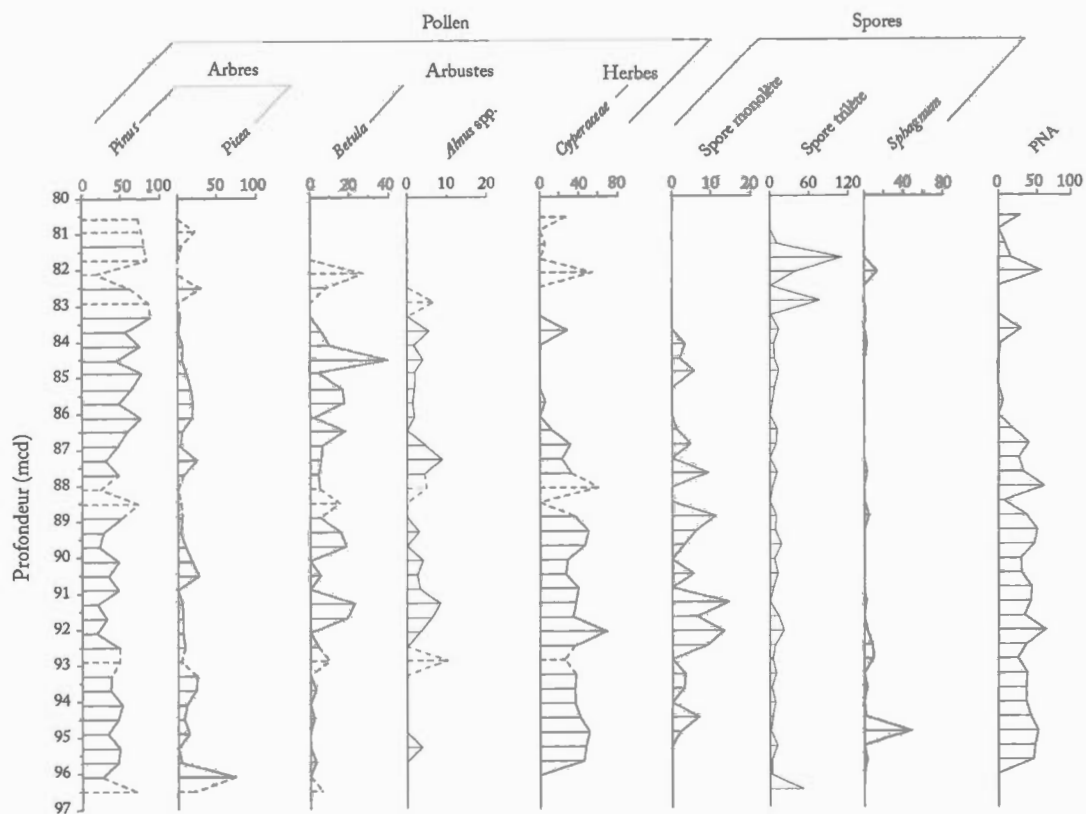


Figure 3.5 Pourcentage des principaux taxons sporo-polliniques par rapport à la somme pollinique dans la section étudiée du site IODP U1305 et proportion de pollen de taxons non arborescents (PNA). Les niveaux où le dénombrement est inférieur à 20 individus sont représentés par les lignes tiretées.

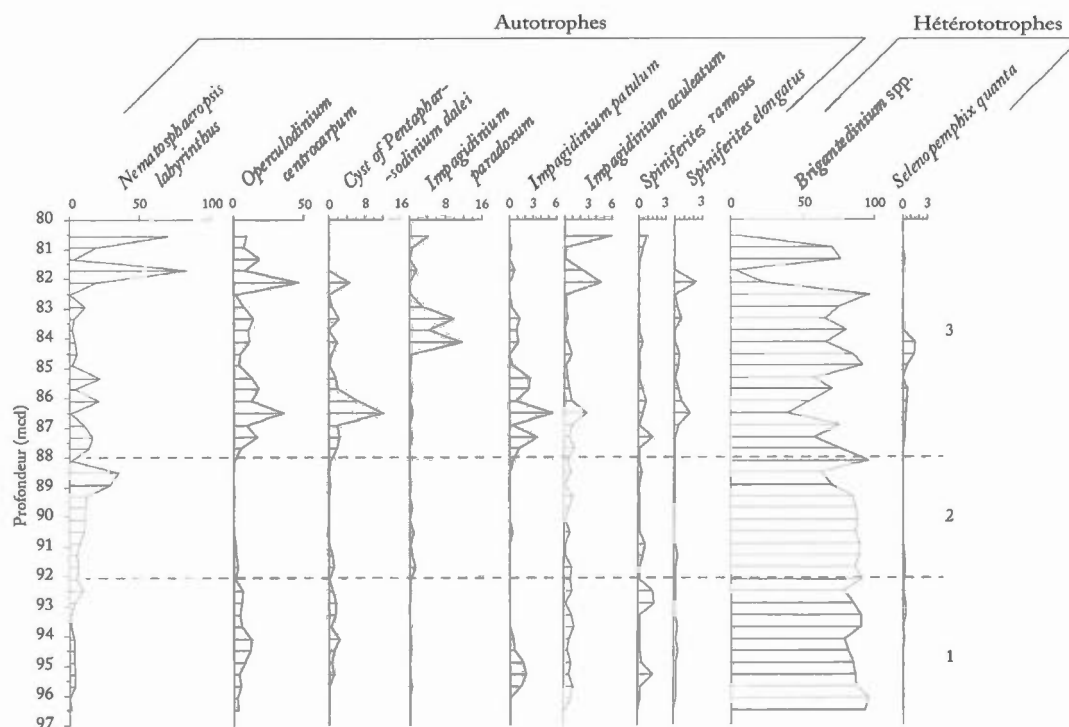


Figure 3.6 Pourcentage des principaux taxons de dinokystes dans la section étudiée du site IODP U1305. Les zones d'assemblages 1 à 3 sont délimitées par des tiretés.

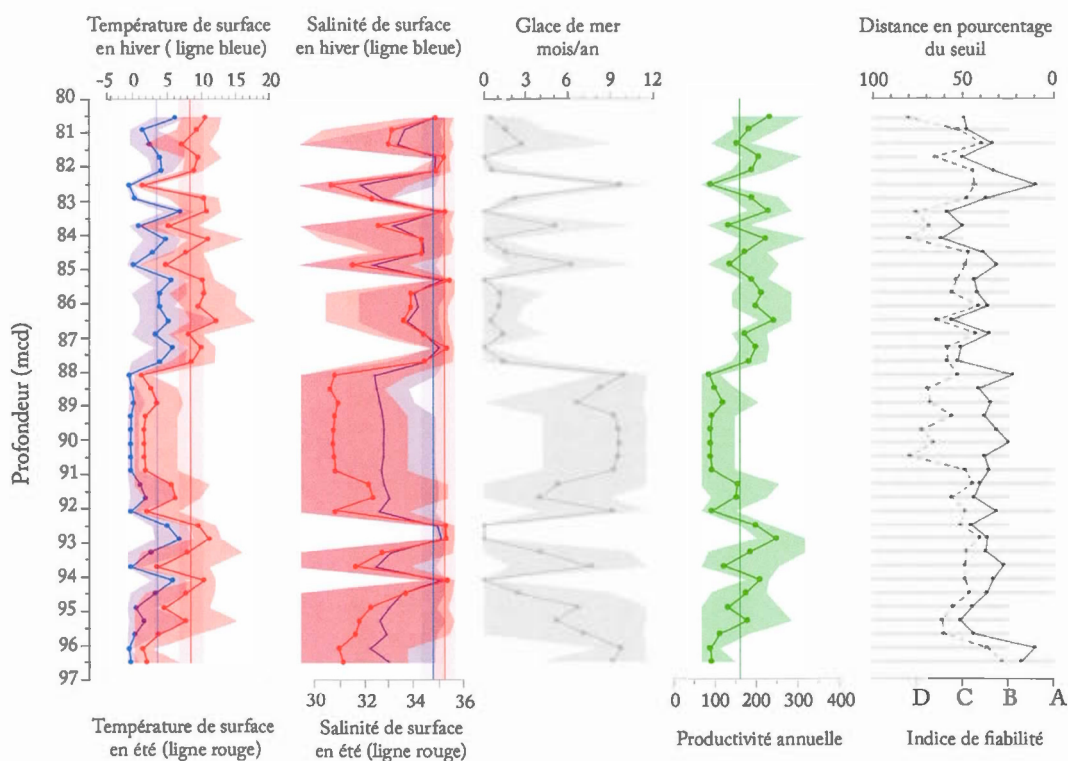


Figure 3.7 Reconstitutions des conditions de surface pour la section étudiée du site IODP U1305, à partir des dinokystes et de la technique des analogues modernes (MAT). La ligne centrale représente la valeur la plus probable calculée à partir de 5 analogues. Les zones grisées délimitent les minima et maxima des analogues sélectionnés. Les lignes droites continues et les zones grisées associées représentent les valeurs modernes. La distance du seuil est représentée par une ligne continue (distance au premier analogue) et une ligne tiretée (distance au cinquième analogue).

CHAPITRE IV

RÉSULTATS AU SITE IODP U1302

4.1 Stratigraphie

La stratigraphie a été établie à partir de corrélations du $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères mésopélagiques (Npl) avec la stratigraphie isotopique de référence de Lisiecki et Raymo (2005, 2009) (figure 4.1). Le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques (*Uvigerina peregrina*) a été mesuré également. Toutefois les résultats sont discontinus en raison de la faible abondance des tests et ne permettent pas de faire aisément des corrélations. C'est donc sur la base du $\delta^{18}\text{O}$ de Npl que s'appuient les corrélations stratigraphiques. Les transitions des stades isotopiques 13/12 et 14/13 ont été identifiées respectivement à 68 mcd (478 ka) et 76 mcd (533 ka). Deux points de repère ont été utilisés entre les transitions des stades isotopiques : le premier correspond au milieu de l'interglaciaire à 73,1 mcd (513 ka) et le second correspond au minimum isotopique du MIS 13a à 70,7 mcd (490 ka). Afin de proposer des âges, nous avons procédé à une interpolation linéaire entre les points de repère. Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ d'*Uvigerina peregrina* et de Npl présentent des variations similaires (figure 4.1) soit une augmentation progressive de 76 à 70 mcd puis une diminution de 70 à 68 mcd. Les variations similaires de la composition isotopique dans les eaux de surface et profondes pourraient indiquer des changements semblables dans les eaux de subsurface et profondes. Le comptage des grains détritiques met en relief des apports (figure 4.1) de la fraction 106-150 μm 2 à 105 fois plus abondante que la fraction $>150 \mu\text{m}$ selon les échantillons. Cela pourrait illustrer une source d'icebergs plus ou moins proximale.

4.2 Vitesse de sédimentation

La séquence sédimentaire du site IODP U1302 se caractérise par des vitesses de sédimentation de 10 à 20 cm millier d'années (Hillaire-Marcel et al., 2011). La situation topographique, abritée par la butte d'Orphan Knoll, explique sans doute un effet moindre des courants de fond et des apports sédimentaires de la WBUC dont l'intensité a considérablement varié (cf. Hillaire-Marcel *et al.*, 2001, 2011). En période glaciaire, les vitesses de sédimentation y seraient de 10 cm (MIS 14) et 14 cm par millier d'années (MIS 12) et peuvent dépasser 20 cm par millier d'années pendant les intervalles interglaciaires (figure 4.2). Selon les corrélations que nous avons établies, les vitesses de sédimentation du MIS13, seraient comprises entre 10 et 22 cm par millier d'années avec les valeurs les plus élevées enregistrées à la fin de l'interglaciaire.

4.3 Contenu géochimique et isotopique

Le sédiment renferme de 0,05 à 0,4% de C_{org} (figure 4.3). Le rapport C/N affiche des valeurs comprises entre 4 et 14. Des valeurs supérieures à 10 indiquent un apport d'origine terrestre non négligeable de matière organique (Meyers, 1994). Les courbes du C_{org} et du rapport C/N sont en phase ce qui indique que les augmentations observées du C_{org} dans le sédiment trouvent leur origine dans des apports d'origine terrestre, soit issus des sols et de la végétation contemporaine au dépôt, soit issus de l'érosion de roches sédimentaires riches en matière organique terrestre. Les valeurs du $\delta^{13}C$ du sédiment sont comprises entre -22,5 et -26,5 ‰ (figure 4.3). Des valeurs inférieures à -25 ‰ sont l'indice de matière organique issue de plantes en C_3 (Meyers, 1994). De faibles valeurs du $\delta^{13}C$ coïncident avec un rapport C/N élevé, notamment à 75,8, 74,4, 72,79 et 70,99 mcd indique des apports sédimentaires riches en matière organique végétale terrestre.

4.4 Les rapports calcite/dolomite et Ca/Sr

Les rapports Ca/Sr et calcite/dolomite (figure 4.4) nous apportent des renseignements sur l'origine détritique ou biogénique, ainsi que de provenance des carbonates du sédiment. Les rapports calcite/dolomite des échantillons étudiés s'échelonnent entre 0,4 et 7 et les rapports Ca/Sr sont compris entre 70 et 250. Les faibles rapports Ca/Sr indiqueraient une origine biogénique des carbonates tandis que les valeurs plus élevées indiqueraient un apport en carbonates détritiques (Channell *et al.*, 2012).

Les événements d'apports sédimentaires détritiques majeurs numérotés de 1 à 6 (figure 4.3) ont été identifiés sur la base de rapports Ca/Sr élevés, compris entre 150 et 250. De plus, en comparant les rapports calcite/dolomite de ces événements à ceux des substrats rocheux carbonatés des régions adjacentes (voir appendices A et B pour les résultats et la localisation stratigraphique), il est possible d'en préciser l'origine géographique (figure 4.5). En effet, les carbonates sédimentaires de la baie de Baffin ont un rapport calcite/dolomite avoisinant 0,5 (Andrews *et al.*, 1989; Jennings, 1989), tandis que ceux du bassin de Foxe et du détroit d'Hudson ont un rapport pouvant dépasser 2 (Andrews et Tedesco, 1992). Les rapports calcite/dolomite indiqueraient donc une provenance de la baie de Baffin pour les événements détritiques 1c et 1b, une origine mixte (Baffin, Foxe et Hudson) pour les événements 6 et 2a et une origine du bassin de Foxe et du détroit d'Hudson pour les autres.

4.5 Concentrations et flux de palynomorphes marins et terrestres

Les palynomorphes marins et terrestres affichent de très grandes variations de leurs concentrations dans le sédiment (figure 4.6). Les concentrations en palynomorphes marins (dinokystes) sont inférieures à 3.10^2 kystes.g⁻¹ sur de larges intervalles, de 75,2 à 74,2 mcd ainsi que de 72,6 à 70 mcd, ce qui correspond à des flux inférieurs à 3 kystes.cm⁻².a⁻¹. De telles valeurs indiqueraient une faible productivité et des

conditions de surface oligotrophes (Rochon et de Vernal, 1994). Dans les autres intervalles, les concentrations en dinokystes dépassent 5.10^2 kystes.g⁻¹ et peuvent atteindre 2.10^3 - 4.10^3 .g⁻¹ ce qui permet de calculer des flux de l'ordre de 50 à 400 kystes.cm⁻².a⁻¹. Cela correspondrait à une productivité élevée (Rochon et de Vernal, 1994). Les concentrations en palynomorphes terrestres (pollen) sont comprises entre 0 et 500 grains.g⁻¹ (figure 4.6). Ces faibles valeurs sont normales compte tenu de la localisation hauturière du site IODP U1302. Le rapport dinokystes/ pollen (D/P) nous renseigne sur la proportion des apports d'origine marine et d'origine terrestre (de Vernal et Giroux, 1991). Le rapport D/P, souvent compris entre 5 et 20 enregistre épisodiquement des valeurs beaucoup plus faibles proches de 1. Les valeurs comprises entre 5 et 20 indiquent donc des apports autochtones marins dominants, mais indiqueraient aussi des épisodes de productivité phytoplanctonique moindre quand celles-ci se rapprochent de 1 (figure 4.6). Les palynomorphes remaniés, d'origine terrestre ou provenant de l'érosion de formations sédimentaires (figure 4.6), affichent des valeurs élevées atteignant jusqu'à 500 individus.g⁻¹ à 73, 73,78 et 74,5 mcd, ce qui correspond aux événements détritiques carbonatés numérotés 3 à 5. À 78 mcd, les concentrations en palynomorphes remaniés atteignant 2700 individus.g⁻¹ correspondent à l'évènement détritique 1. Les concentrations de réseaux organiques de foraminifères benthiques ont des valeurs comprises généralement entre 0 et 200.g⁻¹. Leurs variations suivent assez bien celles des dinokystes, excepté à 71,4 mcd où la concentration atteint 375 réseaux organiques.g⁻¹ malgré une concentration de dinokystes quasiment nulle.

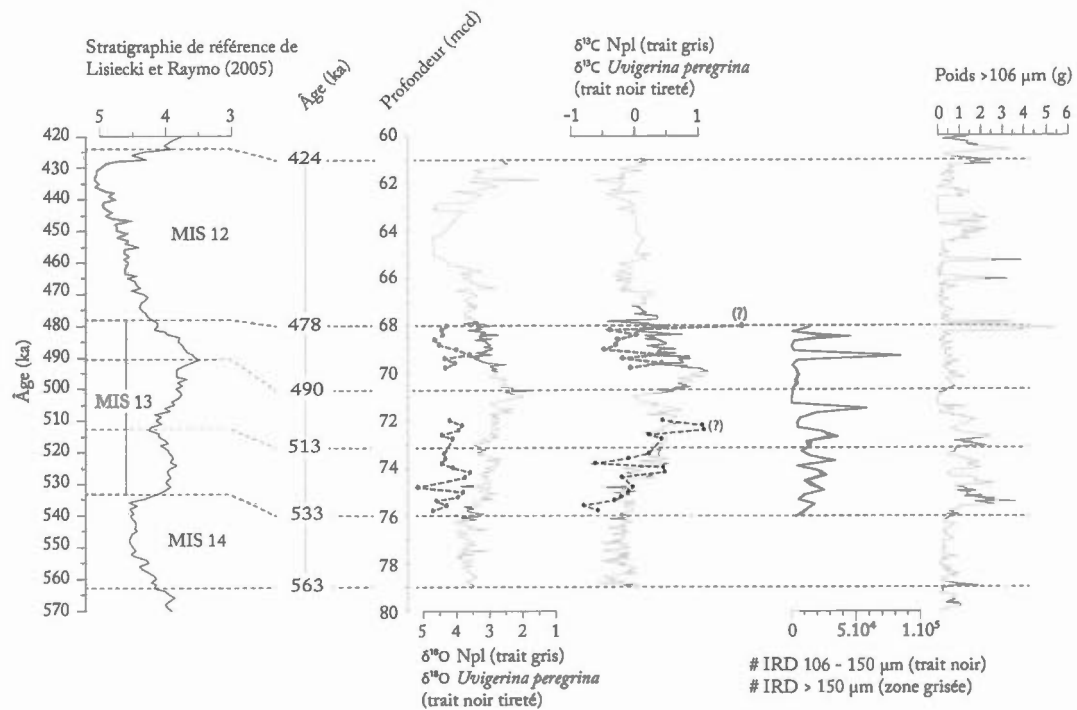


Figure 4.1 Stratigraphie des MIS 14-12 au site IODP U1302 par rapport à la stratigraphie de référence de Lisiecki et Raymo (2005). $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ de Npl et *Uvigerina peregrina* et fraction grossière (nombre de grains 106-150 μm et > 150 μm , poids de la fraction > 106 μm par g de sédiment sec).

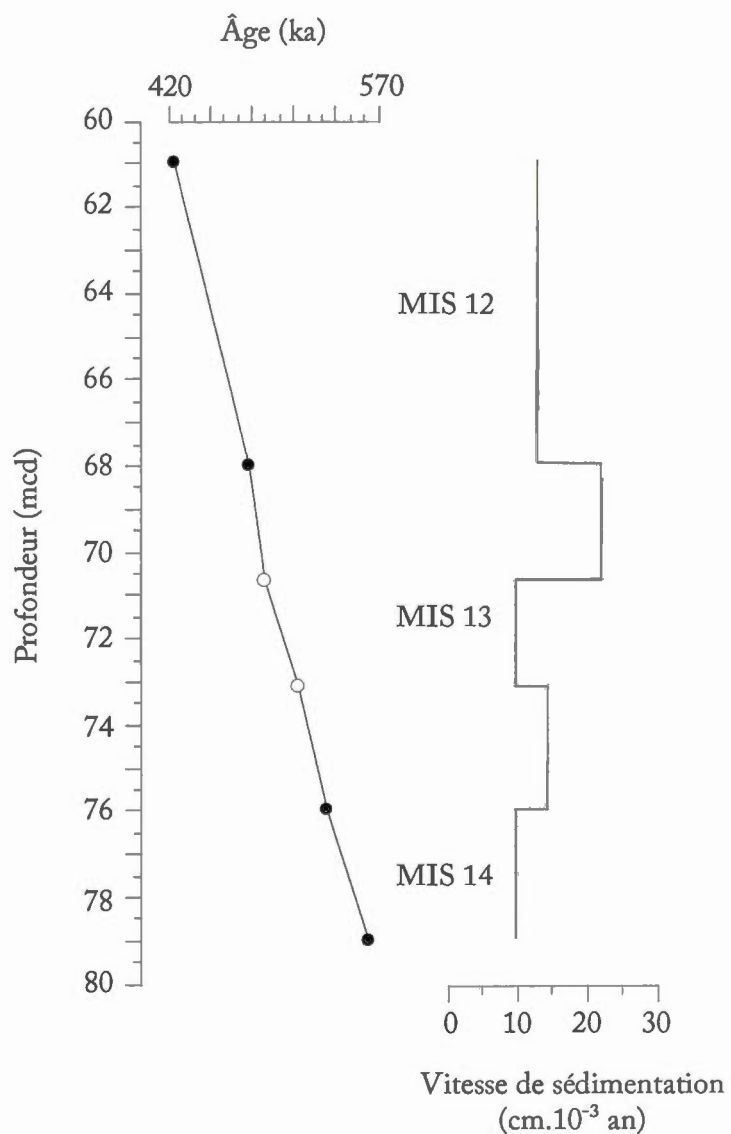


Figure 4.2 Relations entre l'âge et la profondeur et vitesses de sédimentation de l'intervalle couvrant du MIS14 au MIS12 au site IODP U1302. Les cercles pleins indiquent les limites isotopiques, les cercles vides les points de repère additionnels basés sur les variations isotopiques (voir figure 4.1).

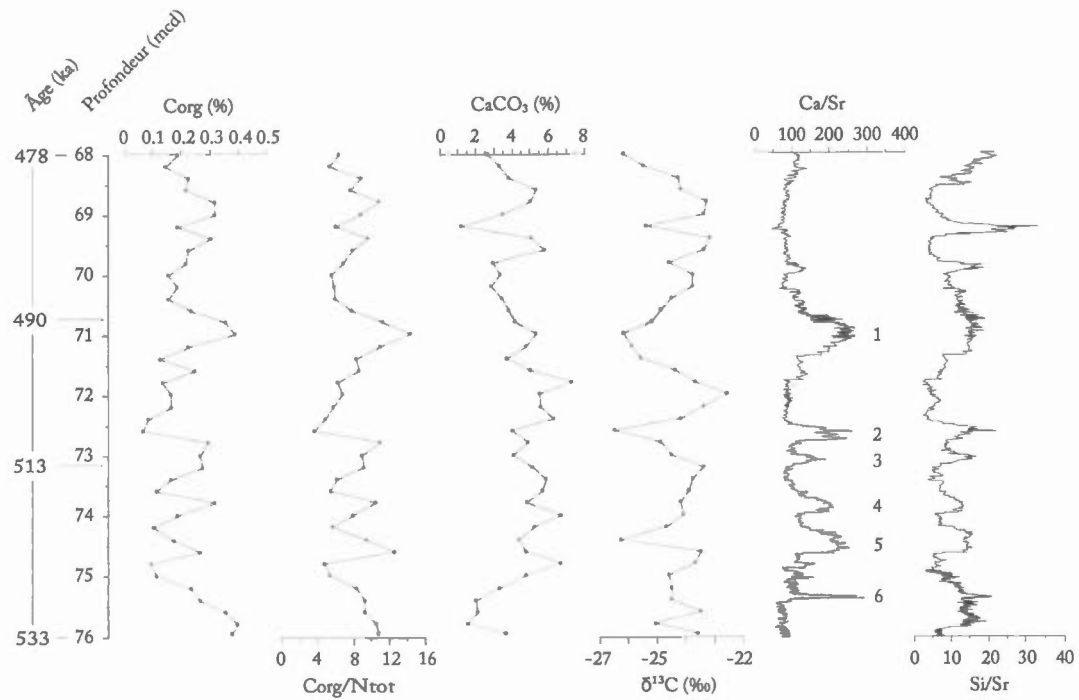


Figure 4.3 Contenu géochimique et isotopique dans la section étudiée du site IODP U1302. Les valeurs des rapports Ca/Sr et Si/Sr proviennent de Channel et *al.*, (2012).

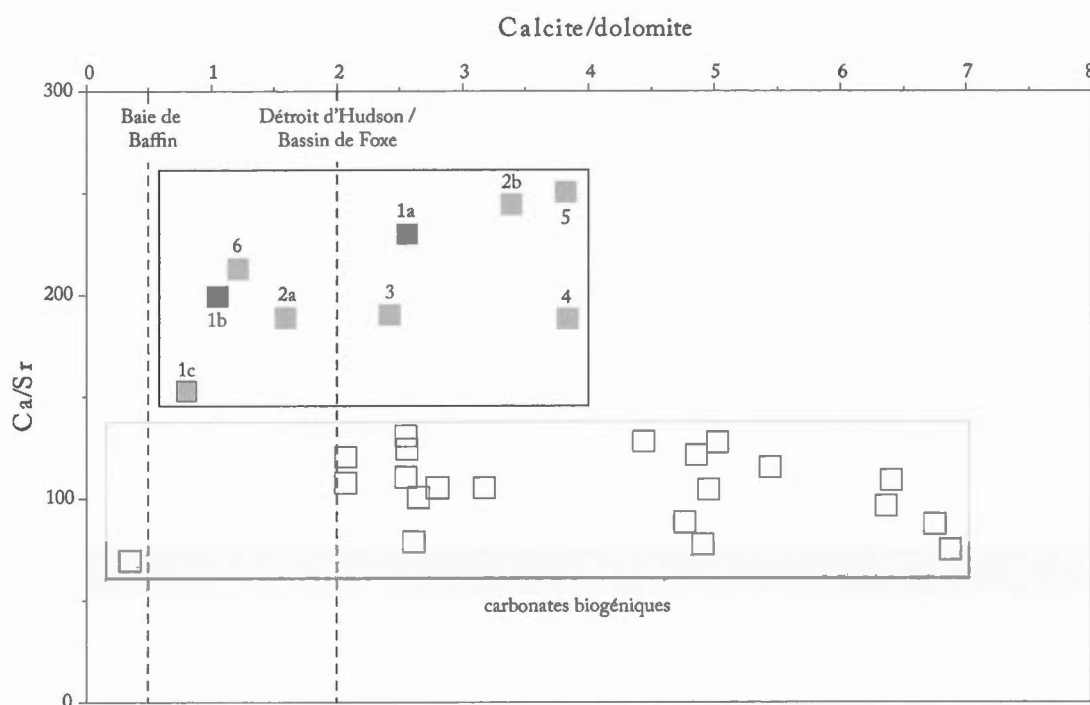


Figure 4.4 Relations entre le rapport calcite/dolomite et Ca/Sr dans les couches détritiques et non détritiques du MIS 13 au site IODP U1302. Les échantillons analysés correspondant aux couches détritiques carbonatées numérotés de 1 à 6 (figure 4.3) se situent dans l'encadré noir (voir appendices A et B pour les résultats et la localisation stratigraphique). La barre grise représente le domaine où se situe le rapport Ca/Sr des carbonates biogéniques. Les valeurs des rapports Ca/Sr et Si/Sr proviennent de Channel et *al.*, 2012.

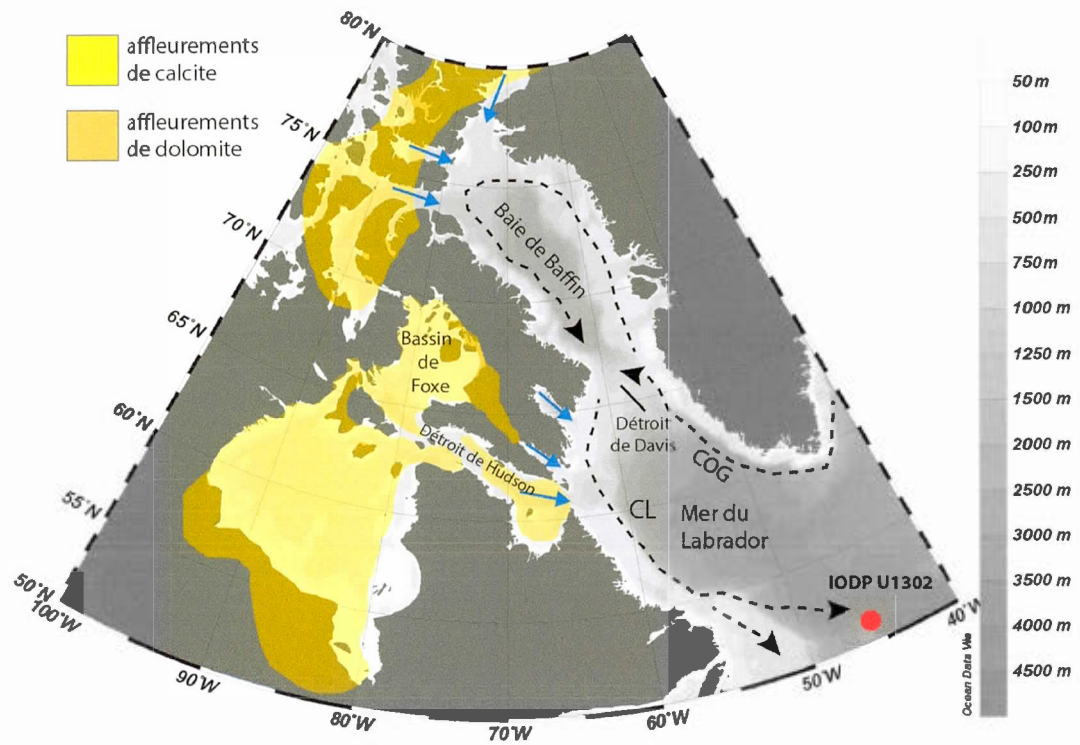


Figure 4.5 Carte schématique des affleurements carbonatés sur le secteur nord-est de l'Amérique du Nord (d'après Andrews et al., 1998). Les flèches bleues représentent les possibles zones d'exutoires glaciaires.

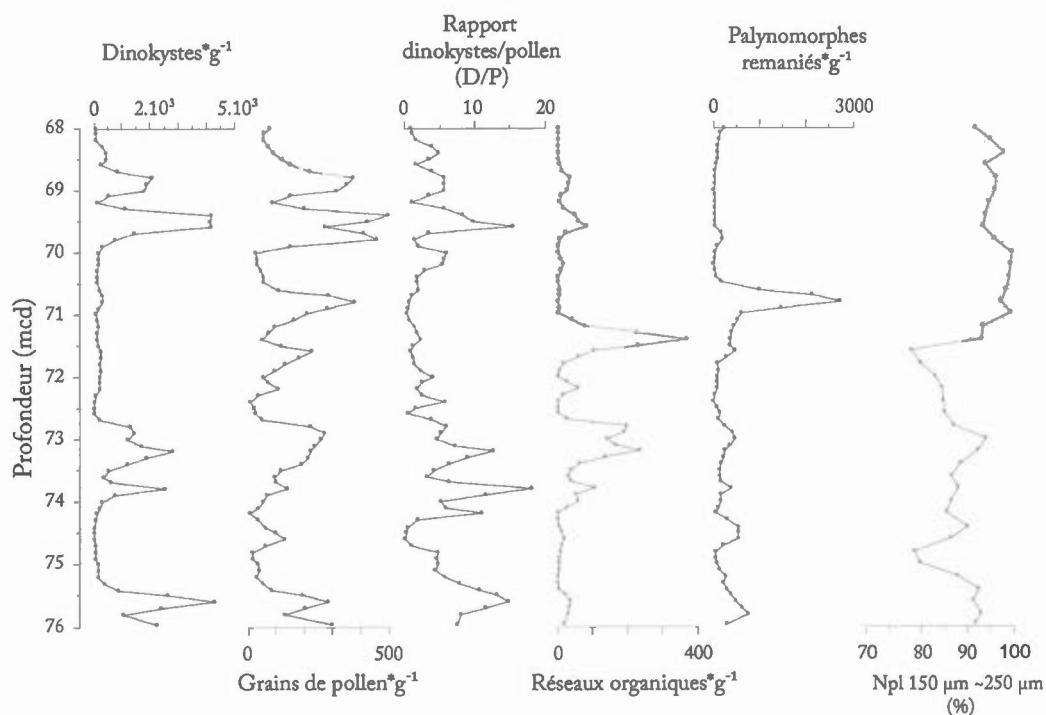


Figure 4.6 Concentrations des microfossiles dans la section analysée du site IODP U1302. Concentration des dinokystes et grains de pollen, rapport dinokystes/pollen, concentration des réseaux organiques de foraminifères, des palynomorphes remaniés. Proportion de Npl dans les assemblages de foraminifères planctoniques.

4.6 Assemblages de foraminifères planctoniques

Les assemblages de foraminifères planctoniques se caractérisent par une faible diversité taxonomique et sont très largement dominés par *Neogloboquadrina pachyderma* lévogyre (Npl) accompagné de *Neogloboquadrina pachyderma* dextrogyre, *Globigerina bulloides* et *Turborotalia quinqueloba*. De rares tests de *Globorotalia inflata* et *Globigerinata glutinata* ont également été observés. Les proportions de Npl dans la population de foraminifères planctoniques comprise entre 150 et 250 μm varient entre 77 et 99% (figure 4.6).

4.7 Les assemblages sporo-polliniques

Le contenu sporo-pollinique du sédiment est issu d'un transport atmosphérique ou hydrodynamique et donne une indication sur la végétation des continents adjacents, soit le secteur est du Labrador et de Terre-Neuve dans le cas présent (figure 20). Le pollen de *Pinus* qui est l'objet d'un transport sélectif par le vent (Rochon et de Vernal, 1994) domine les assemblages (30 à 80%). *Picea* est un élément important (0 à 40%) des assemblages. D'importantes variations des proportions des taxons arborescents sont enregistrées au bénéfice de taxons herbacés tels les Cyperaceae (0 à 60%) et des taxons arbustifs tels *Betula* et *Alnus*. De grandes variations dans les proportions de Cyperaceae sont intéressantes, car il s'agit d'un taxon dont la dispersion atmosphérique est limitée et dont les apports indiquent une végétation ouverte de type toundra. Il est à noter également la présence de spores de *Lycopodium* et *Sphagnum* dont la proportion par rapport à la somme pollinique atteint un maximum de 100% au-dessus de 71 mcd et qui peut être le signe d'une extension des tourbières vers la fin du MIS 13.

4.8 Les assemblages de dinokystes

Les assemblages de dinokystes sont dominés par les kystes du taxon hétérotrophe *Brigantedinium* sp. qui atteint jusqu'à 98% (figure 19). Des taxons phototrophes sont communs dans la plupart des échantillons. Il s'agit de *Nematosphaeropsis labyrinthus*

(jusqu'à 45%) et *Operculodinium centrocarpum* (jusqu'à 45%). Les autres taxons phototrophes présents incluent surtout *Impagidinium aculeatum*, *I. patulum*, *I. pallidum*, *I. paradoxum*, *Bitectatodinium tepikiense*, *Spiniferites mirabilis-hyperacanthus* *S. elongatus* et *S. ramosus*. Mentionnons également la présence de *polysphaeridium zoharyi* de ~75,4~74,9 mcd.

Dans l'ensemble, 3 zones d'assemblage peuvent être distinguées surtout à partir des pourcentages de *Brigantedinium*. Une première zone couvre de la base de la section étudiée à 72,6 mcd. *Brigantedinium* y domine avec toutefois des variations de pourcentage dans des intervalles marqués par des pourcentages relativement élevés de *Nematosphaeropsis labyrinthus* et *Operculodinium centrocarpum* et la présence de quelques autres taxons phototrophes. Dans une deuxième zone, de ~72,6 à 70 mcd, on observe des assemblages davantage diversifiés du point de vue taxonomique et avec une dominance des taxons autotrophes en dépit de fluctuations notables des pourcentages de *Brigantedinium* qui sont assez élevés dans la partie médiane de la zone. Enfin, dans la zone 3 correspondant à la partie supérieure de la section étudiée, au-dessus de 70 mcd, *Brigantedinium* domine nettement et la composition taxonomique des assemblages s'appauvrit. *Nematosphaeropsis* et *Operculodinium* qui sont généralement bien représentés sont plus rares et certains taxons tels *Impagidinium patulum* et *Spiniferites mirabilis* disparaissent presque complètement.

4.9 Reconstitutions des conditions océaniques de surface

La méthode des meilleurs analogues permet d'identifier des analogues modernes des assemblages de dinokystes pour tous les échantillons et donc de retracer les conditions de surface marine (figure 4.9). Les reconstitutions permettent de distinguer trois grands épisodes. À la base de la série qui correspond à la zone d'assemblage 1, les résultats indiquent des conditions rigoureuses avec des SST estivales proches de 1°C et un couvert de glace de 9 mois.an⁻¹ ainsi qu'une faible salinité et productivité primaire. Cet intervalle froid est suivi d'un réchauffement abrupt vers 75,3 mcd puis

d'un refroidissement graduel marqué par des oscillations jusqu'à 73 mcd. Les oscillations de température enregistrées entre 75,3 et 72,6 mcd s'accompagnent de variations de salinité. Par ailleurs, il est à noter que les températures de l'optimum à 75 mcd dépassent de peu les valeurs modernes. Toutefois, les résultats doivent être utilisés avec précaution, car les indices de fiabilité sont faibles. De ~72,6 à ~70 mcd, soit dans la zone 2 caractérisée par une plus grande diversité de taxons autotrophes et une prédominance moins marquée de *Brigantedinium* on reconstitue un réchauffement, avec des températures supérieures à celles de l'actuel dans la plupart des niveaux. Cet intervalle est toutefois entrecoupé d'un épisode froid (~71,5-70,7 mcd) correspondant au maximum de *Brigantedinium* de la zone, alors accompagné de *Impagidinium pallidum*. Dans l'ensemble de la zone 2, la salinité oscille autour des valeurs actuelles soit ~34 psu, mais la productivité reste en dessous des valeurs modernes. Malgré des indices de fiabilité relativement faibles en raison d'analogues distants, il semble qu'il s'agit de l'intervalle marqué par les conditions les plus chaudes de tout l'interglaciaire du stade isotopique 13.

Dans la partie supérieure de la section étudiée correspondant à la zone 3, soit de ~70 à 68 mcd, les assemblages de dinokystes s'appauvrissent au profit de *Brigantedinium*. Les reconstitutions indiquent des températures estivales proches de 2°C et un couvert de glace dépassant souvent 6 mois.an⁻¹, une salinité d'environ 33 psu et une très faible productivité. Cependant, cet intervalle est marqué par des variations et un réchauffement est enregistré à la fin de l'intervalle.

Il est à noter que les intervalles aux températures les plus froides obtenues par la méthode des meilleurs analogues sont ceux avec l'indice de fiabilité le plus satisfaisant, inversement, plus les résultats obtenus indiquent des températures élevées, moins les indices de fiabilités sont probants. Ceci peut s'expliquer par le fait que la base de données du Geotop s'appuie essentiellement sur des données collectées

dans les mers froides et manque d'analogues en eaux plus chaudes ; il est donc important de considérer avec prudence l'amplitude des réchauffements observés.

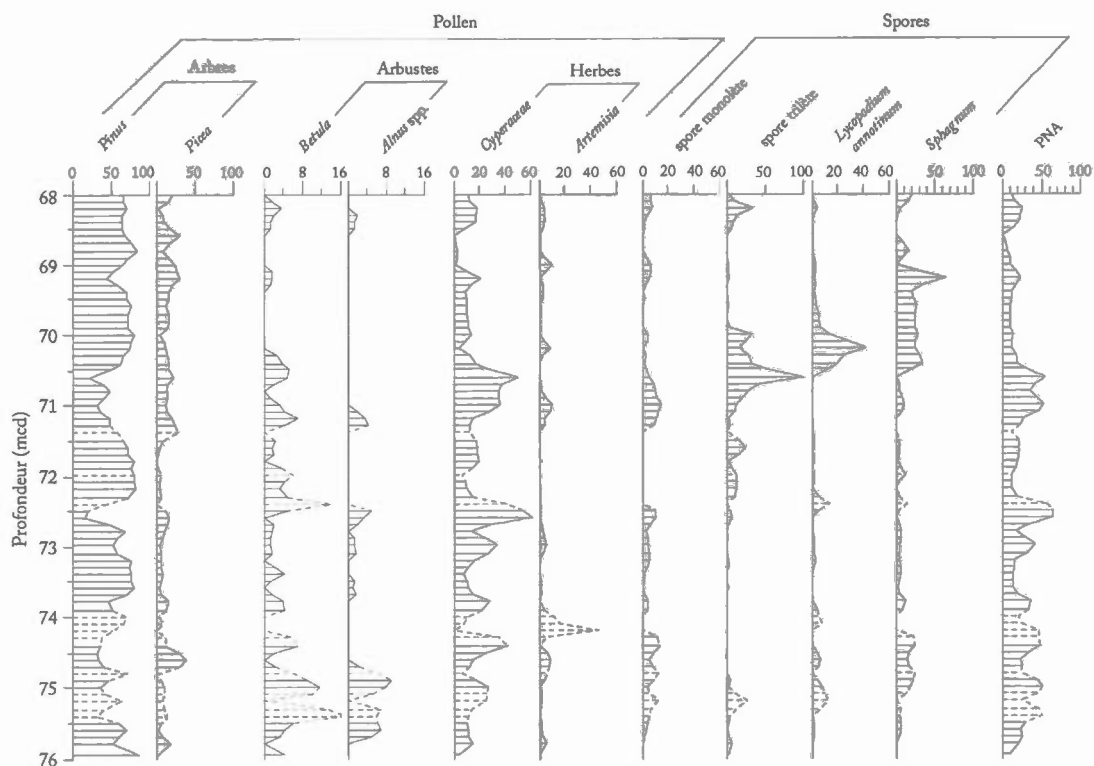


Figure 4.7 Pourcentage des principaux taxons sporo-polliniques par rapport à la somme pollinique dans la section étudiée du site IODP U1302 et proportion de pollen de taxons non arborescents (PNA). Les niveaux où le dénombrement est inférieur à 20 individus sont représentés par des lignes tiretées.

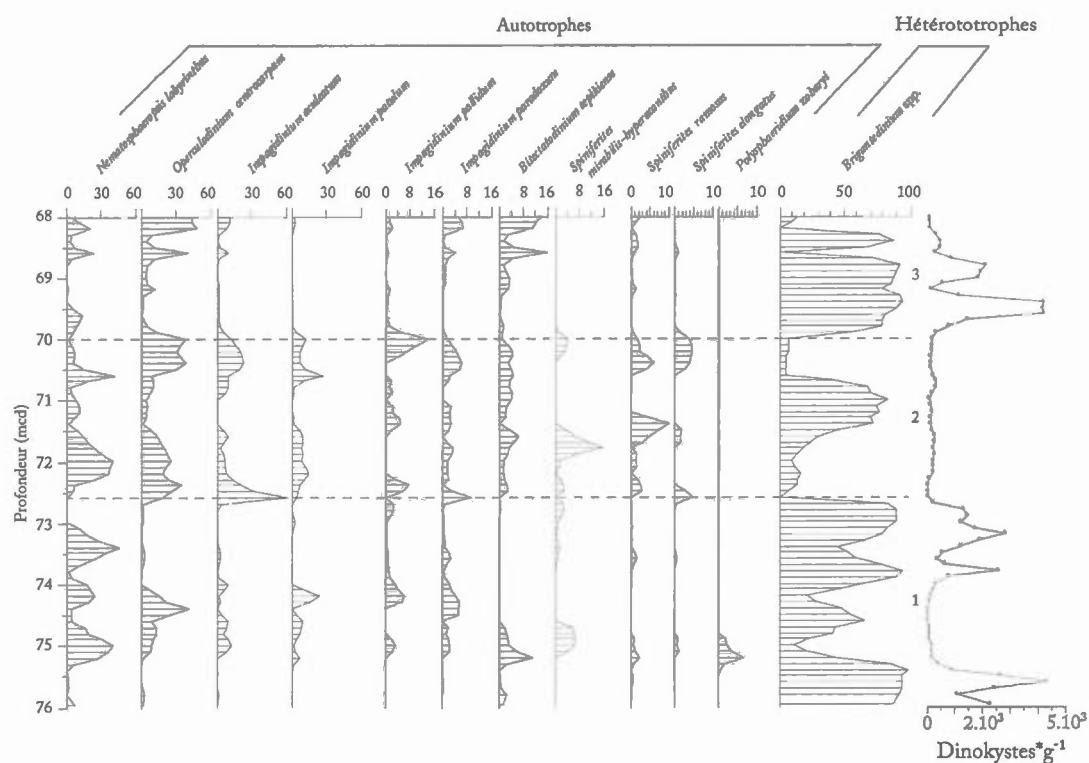


Figure 4.8 Pourcentage des principaux taxons de dinokystes et concentrations des dinokystes dans la section étudiée du site IODP U1302. Les zones d'assemblages 1 à 3 sont délimitées par des tiretés.

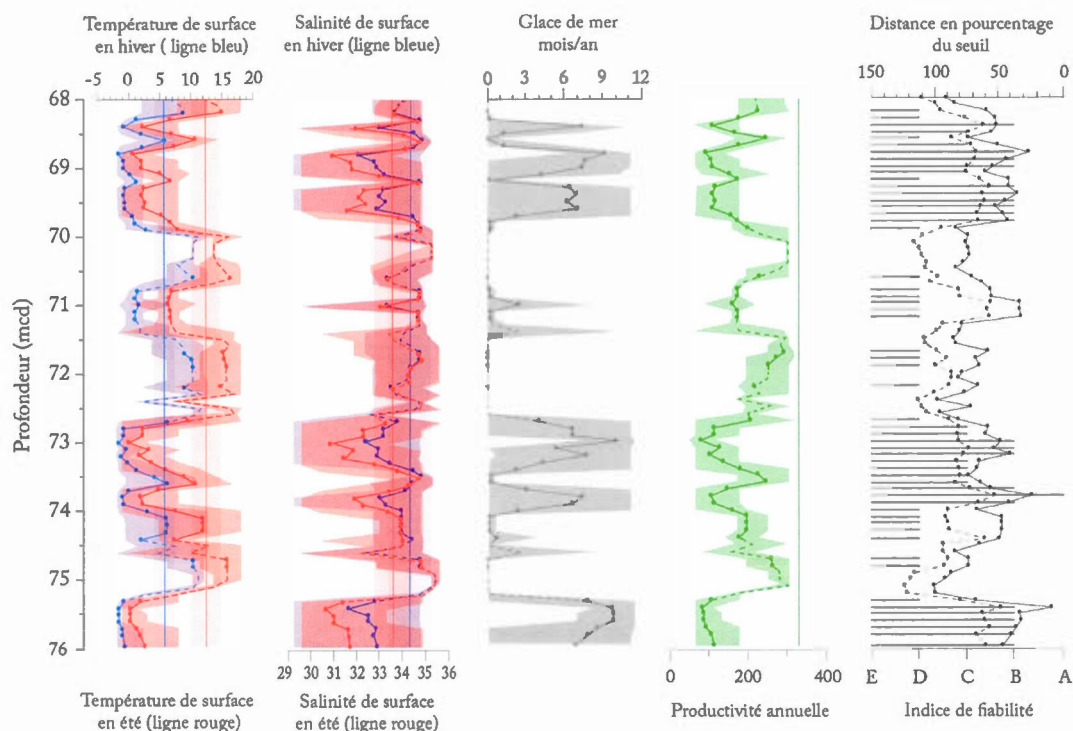


Figure 4.9 Reconstitution des conditions de surface pour la section étudiée du site IODP U1302 à partir des dinokystes et de la technique des analogues modernes (MAT). La ligne centrale représente la valeur la plus probable calculée à partir de 5 analogues. Les zones colorées délimitent les minima et maxima possibles. Les lignes droites continues et les zones colorées associées représentent les valeurs modernes. La distance du seuil est représentée par une ligne continue (distance au premier analogue) et une ligne tiretée (distance au cinquième analogue).

CHAPITRE V

DISCUSSION

5.1 Corrélation des zones de reconstitutions environnementales des sites U1305 et U1302

Pour chacun des sites étudiés, nous avons distingué 3 zones d'assemblages de dinokystes correspondant chacune à des reconstitutions environnementales singulières. Les zones 1 et 2 du site U1305 correspondant respectivement à des conditions interglaciaires et glaciaires peuvent se corréler stratigraphiquement à la zone 1 du site U1302 et présentent un réchauffement abrupt plus tardif suivi d'un refroidissement graduel en dents-de-scie (Figure 5.1). La zone 3 du site U1305 présentant des conditions très franches d'IG se corréle stratigraphiquement aux zones 2 et 3 du site U1302. La zone 2 du site U1302 présente des conditions généralement chaudes, bien qu'entrecoupée d'un net refroidissement à 497~490 ka. La zone 3 du site U1302 présente des conditions froides suivies d'un réchauffement graduel.

Pour ce qui concerne le site U1305, les zones 1 et 3 se corrélaient respectivement aux optimums climatiques 13c et 13a déterminés à l'aide de la stratigraphie de référence (Lisiecki et Raymo, 2005) (figure 5.1), la zone 2 quant à elle correspond aux conditions glaciaires du MIS 13b. La zone 1 du site U1302 correspond aux intervalles 13c et 13b, ce qui est cohérent dans les variations de température qu'elle y présente. Les zones 2 et 3 correspondent au MIS 13a, interglaciaire franc. Le refroidissement de la zone 2 du site U1302 relevé à 497~490 ka correspondrait à une baisse de l'insolation à 65°N en juillet (figure 5.1) de 470 à 415 $W.m^{-2}$. Toutefois, les variations

de température au site U1302 semblent liées à l'insolation jusqu'à la transition entre les zones 2 et 3.

Le MIS 13a, à l'échelle globale, présente un découplage entre la stratigraphie de référence et la courbe d'Insolation à 65°N en juillet (figure 5.1). Le volume de glace et l'insolation sont minimum à 497~490 ka. Cependant, seul le site U1302 enregistre un refroidissement correspondant à une baisse de l'insolation à 497~490 Ka. La différence de la réponse hydrographique aux 2 sites pourrait s'expliquer par des effets régionaux liés à la dynamique glaciaire sur les continents adjacents, soit l'est de l'Amérique du Nord et le Groenland

5.2 Influence glaciaire au site IODP U1305

Les sédiments du site IODP U1305 sont marqués par une faible concentration en grains lithiques d'origine glaciaire durant le MIS 13 (figure 5.2). En effet, celles-ci sont la plupart du temps inférieures à 20 grains.g⁻¹ et souvent nulles hormis au début (~533 à 529 ka) ainsi que dans la dernière partie (~490 à ~482 ka) de la section étudiée où elles peuvent dépasser 100 grains.g⁻¹. Les faibles quantités d'IRD tout à fait remarquables compte tenu de la situation proximale à la marge continentale groenlandaise du site IODP U1305 indiqueraient un recul marqué de l'inlandsis groenlandais durant le MIS 13. Les faibles salinités ainsi que la productivité souvent supérieure à celle de l'actuel durant cet intervalle sont compatibles avec cette hypothèse : une plus grande surface de continent libre de glace y entraîne une augmentation du régime hydrologique drainant les sols, donc un apport supérieur en eau douce et en nutriments. Les plaéotempératures reconstituées sont cohérentes avec la stratigraphie de référence (figure 5.2) (Iisiecki et Raymo, 2005) et l'on retrouve bien 2 optimums climatiques ponctués par un net refroidissement avec des conditions similaires à un stade glaciaire. Cependant ces conditions très rudes pendant près de 10 000 ans de ~518 ka à ~508 ka) ne semblent pas accompagnée par une extension de l'étendue de glace sur le continent adjacent, car on ne note pas de variation

significative dans l'apport en grains lithiques que ce soit pendant ou après cet épisode. La stagnation de la calotte groenlandaise durant un épisode aussi froid peut s'expliquer par un manque d'humidité au niveau régional ne permettant pas de précipitations neigeuses assez importantes à son engraissement significatif.

5.3 Influence glaciaire au site IODP U1302

Le site de l'IODP U1302 possède un enregistrement détritique particulièrement intéressant. Sa position, à l'abri de la butte d'Orphan Knoll, est d'une part surélevée par rapport aux chenaux turbiditiques alimentant le NAMOC et d'autre part, le préservent d'une remobilisation détritique. Les événements enregistrés peuvent donc être le signal du vêlage d'icebergs et/ou de courants hyperpycniaux résultants de crues glaciaires de grandes ampleurs (Johnson et Lauritzen, 1995) ou bien de vidanges de lacs proglaciaires (Lajeunesse et St-Onge, 2008; Nicholl *et al.*, 2012).

Les rapports Ca/Sr et Si/Sr mettent en évidence 6 événements détritiques majeurs y enregistrant un signal détritique lié à la fois au vêlage et à des courants hyperpycniaux (figure 5.3, zones bleu clair). Tous ces événements à l'exception du 1 et du 5 sont accompagnés d'un net refroidissement des eaux de surface ainsi que d'une diminution du nombre d'IRD (figure 5.3). De telles décharges détritiques de très fine granulométrie pourraient être associées à des crues glaciaires (Johnson et Lauritzen, 1995). Les événements 1 et 5 quant à eux, riches en carbonates détritiques, sont accompagnés d'une augmentation du nombre d'IRD ainsi que d'un réchauffement abrupt de l'ordre de 15°C dans les eaux de surface. Ces niveaux portent les caractéristiques d'événements de Heinrich (Heinrich, 1988; Broecker *et al.*, 1992; MacAyeal, 1993a). De plus, entre les événements 1 et 5, on note une diminution en dents de scie de la température des eaux de surface dont chaque fluctuation pourrait s'apparenter à des événements de Dansgaard-Oeschger (Dansgaard *et al.*, 1993). Une succession de cycles s'apparentant à ceux de Dansgaard-Oeschger précédés et

terminés par un événement de Heinrich correspondraient à des cycles du type de ceux décrits par Bond et Lotti (1995) qui sont caractéristiques de l'instabilité de la calotte nord-américaine avec l'alternance de phases de croissance et de débâcles (*binge-purge model*, MacAyeal, 1993b). Un accroissement de la calotte nord-américaine entre ~524 ka et ~513 ka suivi d'une période de relative stabilité de ~513 ka à ~509 ka serait compatible avec la stratigraphie isotopique de référence (figure 5.3) (Lisiecki et Raymo, 2005). Un modèle pour expliquer les refroidissements en dents de scie générés par l'effet de multiples crues glaciaires en raison d'un lac proglaciaire situé sur la baie d'Hudson et bouché par des radeaux de glace au niveau du détroit d'Hudson a été proposé par Johnson et Lauritzen en 1995. Les baisses de salinité ainsi que la faible productivité enregistrées durant ces événements au site IODP U1302 sont compatibles avec le scénario d'apports hyperpycniaux, hyposalins et turbides venant perturber la productivité primaire. L'événement détritique 1 (497~490 ka) correspond à la forte baisse de l'insolation relevée durant le MIS 13a (figure 5.3). Il correspond vraisemblablement à une vidange glaciaire de grande ampleur suite à une phase de croissance significative de la calotte nord-américaine. Cependant, la durée exacte de ces événements est difficilement quantifiable en raison de la faible précision chronostratigraphique des séries analysées. De plus, la situation très proximale du site IODP1302 par rapport aux régions sources des secteurs carbonatés ne nous permet pas de quantifier l'ampleur régionale des événements détritiques; en effet les traces d'événements de grande ampleur comme les événements de Heinrich *sensu stricto* se retrouvent très loin dans l'atlantique Nord (Heinrich, 1988; Broecker *et al.*, 1992; MacAyeal, 1993a). Il est donc difficile d'affirmer qu'il s'agit d'événements catastrophiques de courte durée plutôt que d'alternances dans les régimes de vidanges glaciaires. Des conditions d'instabilité de la calotte nord-américaine durant le MIS 13 pourraient avoir eu des répercussions notables sur la CTH et pourraient être à l'origine d'anomalies de température et de précipitations à l'échelle globale (Muri *et al.*, 2012, 2013).

5.4 Dynamique entre les calottes nord-américaine et groenlandaise durant le MIS 13

La circulation atmosphérique interagit avec la température de surface de l'océan et ses anomalies de température (Czaja et Frankignoul, 1999). Des travaux de modélisation ont été réalisés pour évaluer l'influence d'une étendue de glace sur l'Amérique du Nord et des anomalies de température des eaux de surface qu'elle y induisait durant le MIS 13 (Muri *et al.*, 2012, 2013). Ces travaux suggèrent un refroidissement et une réduction de l'humidité au nord des latitudes moyennes. Une moindre humidité ainsi que la déviation des trajectoires des systèmes dépressionnaires entraînée par une calotte de glace sur l'Amérique du Nord (Johnson et Lauritzen, 1995) pourrait expliquer le recul de l'Inlandsis groenlandais malgré des conditions globalement fraîches durant le MIS 13.

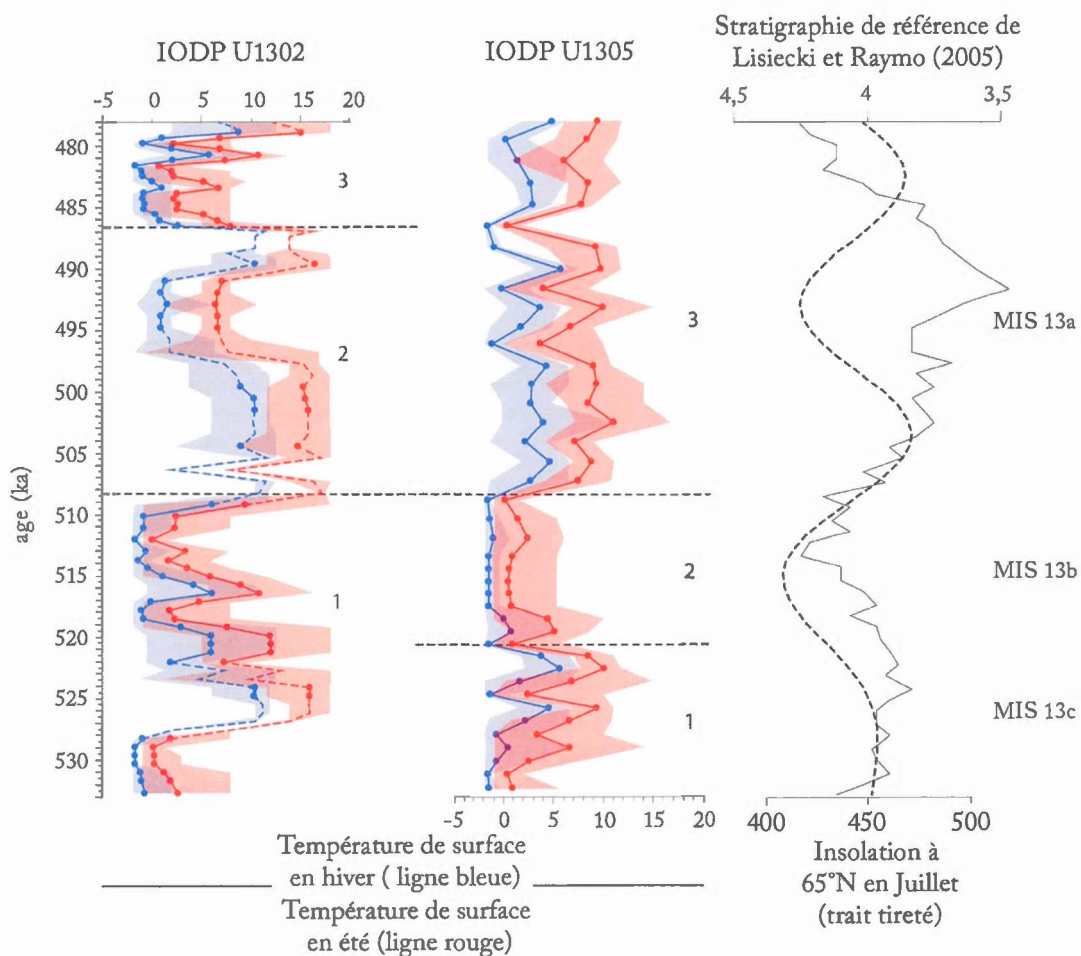


Figure 5.1 Corrélation des zones définies sur la base des assemblages de dinokystes et de reconstitutions des conditions de surface correspondantes aux sites U1305 et U1302 par rapport à la stratigraphie isotopique de Lisiecki et Raymo (2005) et l'insolation à 65°N en $W.m^2$ (Berger, 1978). Les zones colorées délimitent les minima et maxima possibles.

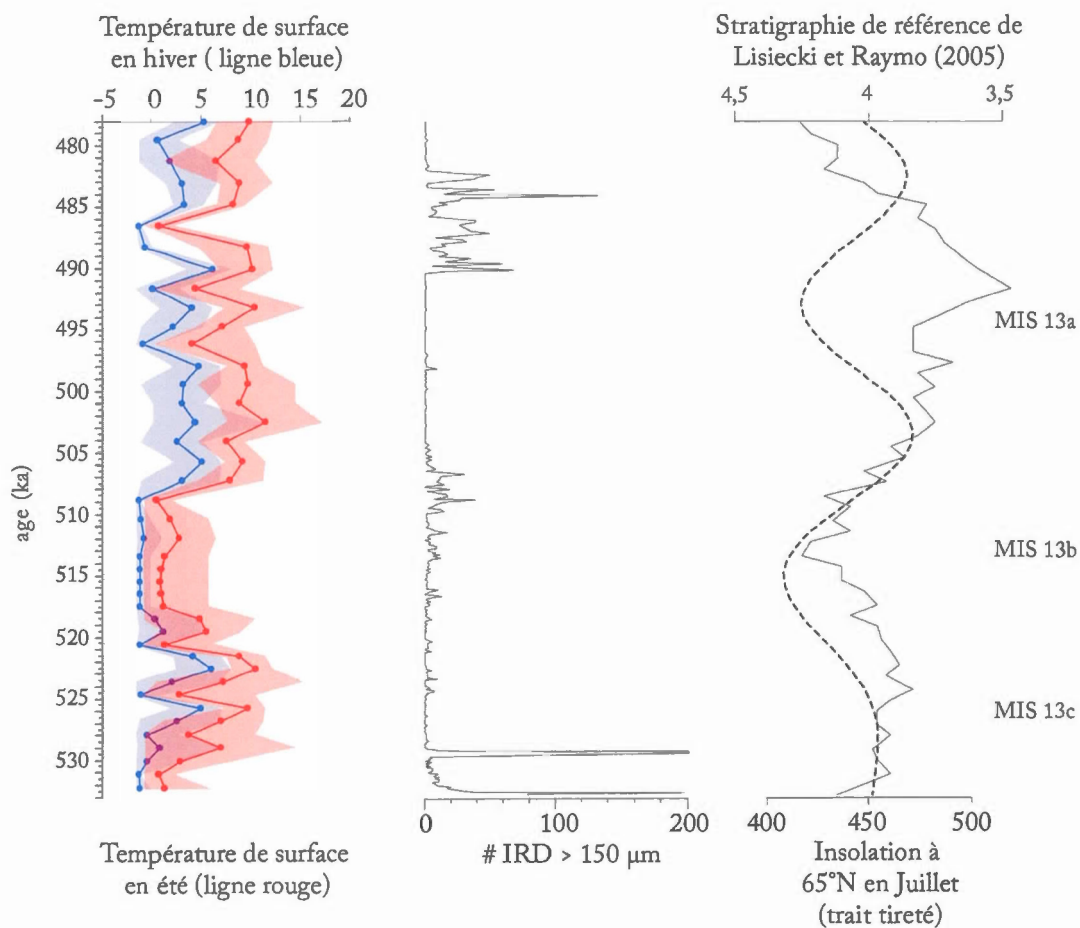


Figure 5.2 Conditions de surface et IRD dans la section étudiée du site IODP U1305 par rapport à la stratigraphie isotopique de Lisiecki et Raymo (2005) et l'insolation à 65°N en W.m^2 (Berger, 1978). Les zones colorées délimitent les minima et maxima possibles.

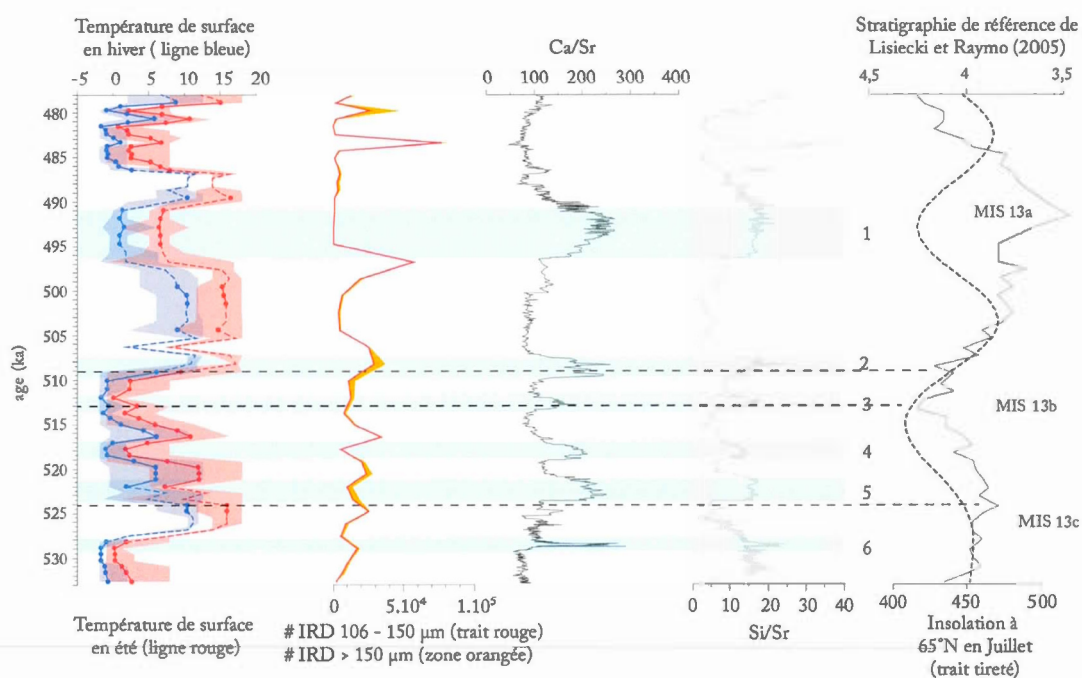


Figure 5.3 Conditions de surface, IRD et apports détritiques dans la section étudiée du site IODP U1302 par rapport à la stratigraphie isotopique de Lisiecki et Raymo (2005) et l'insolation à 65°N en W.m^2 (Berger, 1978). Les zones colorées (rouge et bleu) délimitent les minima et maxima possibles.

CHAPITRE VI

CONCLUSION

Les analyses micropaléontologiques, géochimiques et isotopiques de carottes de forage de la mer du Labrador ont permis de reconstituer les conditions paléohydrographiques de surface au cours du MIS 13. Les enregistrements obtenus à partir de l'utilisation des assemblages de dinokystes des sites IODP U1305 et IODP U1302 ont permis d'y mettre en évidence des conditions de surface contrastées durant le MIS 13.

Dans la section étudiée du site IODP 1305, on a dégagé 3 zones d'assemblages dans lesquelles *Brigantedinium* sp. domine (50 à 99%). Dans la première zone (532 à 521 ka) et la troisième zone surtout (508 à 478 ka), on note une plus grande diversité de taxons autotrophes. Dans la deuxième zone (521 à 508 ka), *Brigantedinium* sp. domine de façon quasi exclusive. Les zones 1 et 3 présentent les conditions interglaciaires des MIS 13c et MIS 13a, ce dernier étant l'optimum climatique du MIS 13 en accord avec la stratigraphie isotopique de référence (Lisiecki et Raymo, 2005). La zone 2 présente des conditions glaciaires du MIS 13b. Les faibles quantités d'IRD durant tout l'intervalle y compris le MIS 13b très rigoureux, les faibles salinités ainsi que la forte productivité arguent pour un recul marqué de l'inlandsis groenlandais, dans sa partie méridionale tout au moins, durant le MIS 13.

Dans la section étudiée du site IODP U1302, on a également dégagé 3 zones d'assemblages dans lesquelles *Brigantedinium* sp. domine généralement (jusqu'à 98%). La zone 1 (532 à 508 ka) présentant un refroidissement en dents de scie suivant

un réchauffement rapide correspond aux zones 1 et 2 du site IODP U1305. La zone 2 (508 à 487 ka), qui comporte la plus grande abondance de taxons autotrophes ainsi que les conditions les plus chaudes et la zone 3 (487 à 478 ka) qui présente un réchauffement graduel correspondent à la zone 3 du site IODP U1305. Ce refroidissement en dents de scie pourrait s'apparenter à un cycle du type de ceux proposés par Bond (Bond et Lotti, 1995) et qui est lié à des phases de croissance et débâcle de la calotte nord-américaine. Les variations des décharges détritiques glaciaires, alternantes entre apports hyperpycnaux, hyposalins et turbides issus de crues glaciaires ou de la vidange d'un lac proglaciaire (Johnson et Lauritzen, 1995) et apports riches en IRD accompagnés de réchauffements étayent la possibilité de phases de croissances et de débâcles glaciaires sur l'Amérique du Nord (*binge-purge model*, MacAyeal, 1993b) durant cet intervalle.

La zone 2 (508 à 487 ka), qui comporte la plus grande abondance de taxons autotrophes ainsi que les conditions les plus chaudes et la zone 3 (487 à 478 ka) qui présente un réchauffement graduel correspondent à la zone 3 du site IODP U1305. La zone 2 du site IODP U1302 présente toutefois un net refroidissement (497 à 490 ka) au cœur de l'optimum climatique observé. Ce refroidissement accompagné d'apports hyperpycnaux, hyposalins et turbides pourrait être une vidange glaciaire faisant suite à un accroissement significatif de la calotte nord-américaine. Cet accroissement de la calotte nord-américaine pourrait être une réponse à la baisse de l'insolation à 65°N en juillet durant cet intervalle qui se trouve être en découplage à l'échelle globale avec la stratigraphie de référence.

Un accroissement de la calotte nord-américaine durant le MIS 13 n'est pas incompatible avec un recul de celle du Groenland. En effet, une calotte sur l'Amérique du Nord aurait pu induire une moindre humidité aux hautes latitudes (Muri *et al.*, 2012, 2013) ainsi que la déviation des trajectoires des systèmes dépressionnaires (Johnson et Lauritzen, 1995). Ces conditions d'instabilité de la

calotte nord-américaine durant le MIS 13 pourraient avoir eu des répercussions notables sur la CTH et pourraient être à l'origine d'anomalies de température et de précipitations à l'échelle globale (Muri *et al.*, 2012, 2013) que les données hydrographiques de la présente étude pourraient aider à préciser dans une future modélisation.

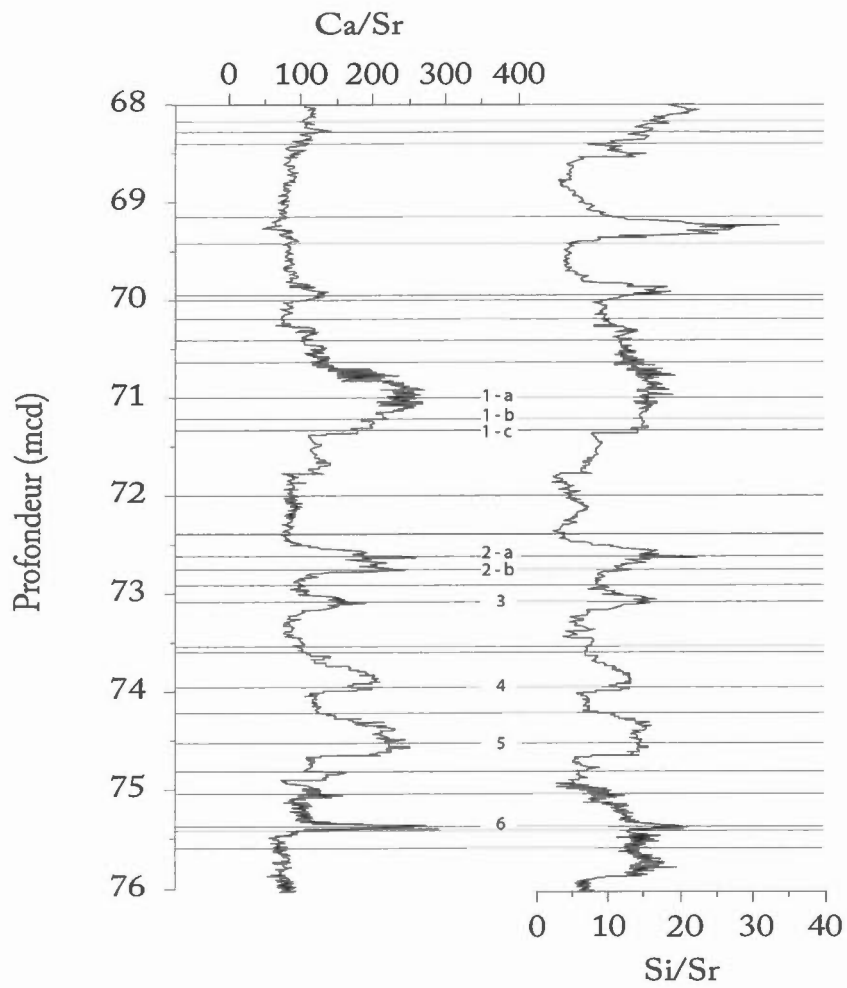
APPENDICE A

TABLEAU DES RÉSULTATS DES ÉCHANTILLONS SOUMIS AUX
ANALYSES XRF

Numéro d'analyse	Événement détritique numéroté	Profondeur (mcd)	Rapport Ca/Sr	% calcite	% dolomite	Rapport calcite/dolomite
11		68	130,55	12	4,7	2,55
1		68,2	105	14,3	5,1	2,80
12		68,3	123,82	17,9	7	2,56
13		68,4	110,17	19,6	7,7	2,55
14		69,15	69,03	3,5	10,1	0,35
15		69,4	87,94	29,6	6,2	4,77
2		69,95	127,66	18,2	4,1	4,44
16		70	103,87	27,3	5,5	4,96
3		70,2	74,65	22,7	3,3	6,88
17		70,4	107,52	17,4	8,4	2,07
18		70,64	120,15	18,2	8,8	2,07
4	1 - A	70,99	229,47	27,1	10,6	2,56
19	1 - B	71,29	198,8	15,2	14,5	1,05
20	1 - C	71,34	152,81	7,8	9,8	0,80
21		71,99	77,1	32,9	6,7	4,91
5		72,39	86,94	37,2	5,5	6,76
22	2 - A	72,59	188,35	18	11,3	1,59
6	2 - B	72,74	244	33,6	9,9	3,39
23		72,89	100,02	24,9	9,4	2,65
7	3	73,09	189,7	26,7	11	2,42
24		73,54	95,88	32,5	5,1	6,37
25		73,59	108,96	32,7	5,1	6,41
8	4	73,94	188,11	38,4	10	3,84
26		74,24	127,34	30,2	6	5,03
9	5	74,55	250,21	27,1	7,1	3,82
27		74,8	114,72	32,7	6	5,45
28		75,05	121,13	27,2	5,6	4,86
10	6	75,35	212,38	21	17,4	1,21
29		75,4	104,8	18,4	5,8	3,17
30		75,6	78,6	18,3	7	2,61

APPENDICE B

LOCALISATION STRATIGRAPHIQUE DES ÉCHANTILLONS SOUMIS AUX ANALYSES XRF ET CORRÉLATION AUX COURBES DES RAPPORTS Ca/Sr ET Si/Sr



BIBLIOGRAPHIE

- Aksu, A. E., & Hiscott, R. N. (1992). Shingled Quaternary debris flow lenses on the north-east Newfoundland Slope. *Sedimentology*, 39(2), 193-206. doi:10.1111/j.1365-3091.1992.tb01034.x
- Alonso-Garcia, M., Sierro, F. J., & Flores, J. A. (2011). Arctic front shifts in the subpolar North Atlantic during the Mid-Pleistocene (800–400ka) and their implications for ocean circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 311(3-4), 268-280. doi:10.1016/j.palaeo.2011.09.004
- An, Z., Clemens, S. C., Shen, J., Qiang, X., Jin, Z., Sun, Y., Lu, F. (2011). Glacial-interglacial Indian summer monsoon dynamics. *Science*, 333(6043), 719-723. doi:10.1126/science.1203752
- Andrews, J., Kirby, M., Aksu, A., Barber, D., & Meese, D. (1998). Late Quaternary detrital carbonate (DC-) layers in Baffin Bay marine sediments (67°–74° N): correlation with Heinrich events in the North Atlantic? *Quaternary Science Reviews*, 17(12), 1125-1137.
- Andrews, J., & Tedesco, K. (1992). Detrital carbonate-rich sediments, northwestern Labrador Sea: Implications for ice-sheet dynamics and iceberg rafting (Heinrich) events in the North Atlantic. *Geology*, 20(12), 1087-1090.
- Andrews, J. T., & Tedesco, K. (1992). Detrital carbonate-rich sediments, northwestern Labrador Sea: Implications for ice-sheet dynamics and iceberg rafting (Heinrich) events in the North Atlantic. *Geology*, 20(12), 1087. doi:10.1130/0091-7613(1992)020<1087:DCRSNL>2.3.CO;2
- Arthur, M., Srivastava, S., Kaminski, M., Jarrard, R., & Osler, J. (1989). *Seismic stratigraphy and history of deep circulation and sediment drift development in Baffin Bay and the Labrador Sea*. Paper presented at the Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results.
- Bandy, O. L., & Rodolfo, K. S. (1964). Distribution of foraminifera and sediments, Peru-Chile trench area. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 11(5), 817-837. doi:10.1016/0011-7471(64)90951-9

- Barendregt, R. W., & Duk-Rodkin, A. (2004). Chronology and extent of Late Cenozoic ice sheets in North America: A magnetostratigraphic assessment. 2, 1-7. doi:10.1016/s1571-0866(04)80181-7
- Bartoli, G., Sarnthein, M., Weinelt, M., Erlenkeuser, H., Garbe-Schönberg, D., & Lea, D. W. (2005). Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(1-2), 33-44. doi:10.1016/j.epsl.2005.06.020
- Bereiter, B., Eggleston, S., Schmitt, J., Nehrbass-Ahles, C., Stocker, T. F., Fischer, H., . . . Chappellaz, J. (2015). Revision of the EPICA Dome C CO₂ record from 800 to 600 kyr before present. *Geophysical Research Letters*, 42(2), 542-549.
- Berger, A. (1978). Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(12), 2362-2367. doi:[http://dx.doi.org/10.1175/15200469\(1978\)035%3C2362:LTVODI%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/15200469(1978)035%3C2362:LTVODI%3E2.0.CO;2)
- Birchfield, G., Weertman, J., & Lunde, A. T. (1981). A paleoclimate model of Northern Hemisphere ice sheets. *Quaternary Research*, 15(2), 126-142.
- Boessenkool, K. P., Brinkhuis, H., Schönfeld, J., & Targarona, J. (2001). North Atlantic sea-surface temperature changes and the climate of western Iberia during the last deglaciation; a marine palynological approach. *Global and Planetary Change*, 30(1-2), 33-39. doi:10.1016/s0921-8181(01)00075-3
- Bolch, C. (1997). The use of sodium polytungstate for the separation and concentration of living dinoflagellate cysts from marine sediments. *Phycologia*, 36(6), 472-478.
- Bond, G. C., & Lotti, R. (1995). Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science*, 267(5200), 1005-1010.
- Broecker, W., Bond, G., Klas, M., Clark, E., & McManus, J. (1992). Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics*, 6(3-4). doi:10.1007/bf00193540
- Broecker, W. S. (1994). Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 372, 421-424.

- Broecker, W. S., Peng, T. H., Jouzel, J., & Russell, G. (1990). The magnitude of global fresh-water transports of importance to ocean circulation. *Climate Dynamics*, 4(2). doi:10.1007/bf00208902
- Channell, J., Kanamatsu, T., Sato, T., Stein, R., Alvarez Zarikian, C., & Malone, M. *The Expedition 303/306 Scientists, 2006a. North Atlantic Climate*. Paper presented at the Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program.
- Channell, J. E. T., Hodell, D. A., Romero, O., Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A., Stoner, J. S., . . . Röhl, U. (2012). A 750-kyr detrital-layer stratigraphy for the North Atlantic (IODP Sites U1302–U1303, Orphan Knoll, Labrador Sea). *Earth and Planetary Science Letters*, 317-318, 218-230. doi:10.1016/j.epsl.2011.11.029
- Chen, F. H., Bloemendal, J., Zhang, P. Z., & Liu, G. X. (1999). An 800 ky proxy record of climate from lake sediments of the Zoige Basin, eastern Tibetan Plateau. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151(4), 307-320. doi:10.1016/s0031-0182(99)00032-2
- Chian, D., Reid, I. D., & Jackson, H. (2001). Crustal structure beneath Orphan Basin and implications for nonvolcanic continental rifting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 106(B6), 10923-10940.
- Coplen, T. B. (1995). Discontinuance of SMOW and PDB. *Nature*, 375(6529), 285-285. doi:10.1038/375285a0
- Crundwell, M., Scott, G., Naish, T., & Carter, L. (2008). Glacial–interglacial ocean climate variability from planktonic foraminifera during the Mid-Pleistocene transition in the temperate Southwest Pacific, ODP Site 1123. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 260(1), 202-229.
- Cushman, J. A. (1923). *The Foraminifera of the Atlantic Ocean* (Vol. 104): Government print: Office.
- Czaja, A., & Frankignoul, C. (1999). Influence of the North Atlantic SST on the atmospheric circulation. *Geophysical Research Letters*, 26(19), 2969-2972. doi:10.1029/1999gl900613
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., . . . Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364(6434), 218-220. doi:10.1038/364218a0

- Darling, K. F., Kucera, M., Kroon, D., & Wade, C. M. (2006). A resolution for the coiling direction paradox in *Neogloboquadrina pachyderma*. *Paleoceanography*, 21(2). doi:10.1029/2005pa001189
- de Garidel-Thoron, T., Rosenthal, Y., Bassinot, F., & Beaufort, L. (2005). Stable sea surface temperatures in the western Pacific warm pool over the past 1.75 million years. *Nature*, 433(7023), 294-298. doi:10.1038/nature03189
- de Vernal, A., Eynaud, F., Henry, M., Hillaire-Marcel, C., Londeix, L., Mangin, S., Turon, J. L. (2005). Reconstruction of sea-surface conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst assemblages. *Quaternary Science Reviews*, 24(7-9), 897-924. doi:10.1016/j.quascirev.2004.06.014
- de Vernal, A., & Giroux, L. (1991). Distribution of organic walled microfossils in recent sediments from the Estuary and Gulf of St. Lawrence: some aspects of the organic matter fluxes. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 113(189), e199.
- de Vernal, A., Henry, M., & Bilodeau, G. (1999). Techniques de préparation et d'analyse en micropaléontologie. *Les cahiers du GEOTOP*, 3, 41.
- de Vernal, A., Henry, M., Matthiessen, J., Mudie, P. J., Rochon, A., Boessenkool, K. P., Voronina, E. (2001). Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the new "n = 677" data base and its application for quantitative palaeoceanographic reconstruction. *Journal of Quaternary Science*, 16(7), 681-698. doi:10.1002/jqs.659
- de Vernal, A., & Hillaire-Marcel, C. (2008). Natural variability of Greenland climate, vegetation, and ice volume during the past million years. *Science*, 320(5883), 1622-1625. doi:10.1126/science.1153929
- de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., Rochon, A., Fréchette, B., Henry, M., Solignac, S., & Bonnet, S. (2013). Dinocyst-based reconstructions of sea ice cover concentration during the Holocene in the Arctic Ocean, the northern North Atlantic Ocean and its adjacent seas. *Quaternary Science Reviews*, 79, 111-121. doi:10.1016/j.quascirev.2013.07.006
- De Vernal, A., & Mudie, P. (1989). *Pliocene and Pleistocene palynostratigraphy at ODP Sites 646 and 647, eastern and southern Labrador Sea*. Paper presented at the Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.

- de Vernal, A., Rochon, A., Fréchette, B., Henry, M., Radi, T., & Solignac, S. (2013). Reconstructing past sea ice cover of the Northern Hemisphere from dinocyst assemblages: status of the approach. *Quaternary Science Reviews*, 79, 122-134. doi:10.1016/j.quascirev.2013.06.022
- Dunbar, R. B., & Wefer, G. (1984). Stable isotope fractionation in benthic foraminifera from the Peruvian continental margin. *Marine Geology*, 59(1), 215-225.
- Ehlers, J., & Gibbard, P. (2008). Extent and chronology of Quaternary glaciation. *Episodes*, 31(2), 211-218.
- Elderfield, H., Ferretti, P., Greaves, M., Crowhurst, S., McCave, I. N., Hodell, D., & Piotrowski, A. M. (2012). Evolution of ocean temperature and ice volume through the mid-Pleistocene climate transition. *Science*, 337(6095), 704-709. doi:10.1126/science.1221294
- Ewert, H., Groh, A., & Dietrich, R. (2012). Volume and mass changes of the Greenland ice sheet inferred from ICESat and GRACE. *Journal of Geodynamics*, 59, 111-123.
- Gentlemen, R., & Ihaka, R. (1997). Notes on R: A programming environment for data analysis and graphics. *Auckland, University of Auckland*.
- Guiot, J., & de Vernal, A. (2007). Chapter Thirteen Transfer Functions: Methods for Quantitative Paleooceanography Based on Microfossils. 1, 523-563. doi:10.1016/s1572-5480(07)01018-4
- Guo, Z. T., Berger, A., Yin, Q. Z., & Qin, L. (2009). Strong asymmetry of hemispheric climates during MIS-13 inferred from correlating China loess and Antarctica ice records. *Climate of the Past*, 5(1), 21-31. doi:10.5194/cp-5-21-2009
- Han, G., Lu, Z., Wang, Z., Helbig, J., Chen, N., & De Young, B. (2008). Seasonal variability of the Labrador Current and shelf circulation off Newfoundland. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 113(C10).
- Hansen, B., & Østerhus, S. (2000). North Atlantic–Nordic Seas exchanges. *Progress in Oceanography*, 45(2), 109-208. doi:10.1016/s0079-6611(99)00052-x
- Hao, Q., Wang, L., Oldfield, F., Peng, S., Qin, L., Song, Y., Guo, Z. (2012). Delayed build-up of Arctic ice sheets during 400,000-year minima in insolation variability. *Nature*, 490(7420), 393-396.

- Haug, G. H., & Tiedemann, R. (1998). *Nature*, 393(6686), 673-676. doi:10.1038/31447
- Hayward, B. W., Sabaa, A. T., Kolodziej, A., Crundwell, M. P., Steph, S., Scott, G. H., . . . Grenfell, H. R. (2012). Planktic foraminifera-based sea-surface temperature record in the Tasman Sea and history of the Subtropical Front around New Zealand, over the last one million years. *Marine Micropaleontology*, 82, 13-27.
- Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29(2), 142-152. doi:10.1016/0033-5894(88)90057-9
- Herbert, T., Schuffert, J., Andreasen, D., Heusser, L., Lyle, M., Mix, A., Herguera, J. (2001). Collapse of the California Current during glacial maxima linked to climate change on land. *Science*, 293(5527), 71-76.
- Herbert, T., Peterson, L. C., Lawrence, K. T., & Liu, Z. (2010). Tropical ocean temperatures over the past 3.5 million years. *Science*, 328(5985), 1530-1534.
- Hernández-Almeida, I., Sierro, F. J., Cacho, I., & Flores, J. A. (2012). Impact of suborbital climate changes in the North Atlantic on ice sheet dynamics at the Mid-Pleistocene Transition. *Paleoceanography*, 27(3), n/a-n/a. doi:10.1029/2011pa002209
- Hesse, R., & Chough, S. K. (1980). The Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea: II. Deposition of parallel laminated levee-muds from the viscous sublayer of low density turbidity currents. *Sedimentology*, 27(6), 697-711. doi:10.1111/j.1365-3091.1980.tb01656.x
- Hillaire-Marcel, C., & Bilodeau, G. (2000). Instabilities in the Labrador Sea water mass structure during the last climatic cycle. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(5), 795-809. doi:10.1139/e99-108
- Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A., Bilodeau, G., & Weaver, A. J. (2001). Absence of deep-water formation in the Labrador Sea during the last interglacial period. *Nature*, 410(6832), 1073-1077. doi:10.1038/35074059
- Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A., & McKay, J. (2011). Foraminifer isotope study of the Pleistocene Labrador Sea, northwest North Atlantic (IODP Sites 1302/03 and 1305), with emphasis on paleoceanographical differences between its "inner" and "outer" basins. *Marine Geology*, 279(1-4), 188-198. doi:10.1016/j.margeo.2010.11.001

- Hillaire-Marcel, C., Vernal, A. d., Lucotte, M., Mucci, A., Bilodeau, G., Rochon, A., Wu, G. (1994). Productivité et flux de carbone dans la mer du Labrador au cours des derniers 40 000 ans. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31(1), 139-158. doi:10.1139/e94-012
- Hiscott, R. N., Aksu, A. E., Mudie, P. J., & Parsons, D. F. (2001). A 340,000 year record of ice rafting, palaeoclimatic fluctuations, and shelf-crossing glacial advances in the southwestern Labrador Sea. *Global and Planetary Change*, 28(1), 227-240.
- Ho, S. L., Mollenhauer, G., Lamy, F., Martínez-García, A., Mohtadi, M., Gersonde, R., . . . Tiedemann, R. (2012). Sea surface temperature variability in the Pacific sector of the Southern Ocean over the past 700 kyr. *Paleoceanography*, 27(4).
- Hogg, N. G., & Johns, W. E. (1995). Western boundary currents. *Reviews of Geophysics*, 33(S2), 1311-1334.
- Holmes, J. A., Atkinson, T., Fiona Darbyshire, D. P., Horne, D. J., Joordens, J., Roberts, M. B., Whittaker, J. E. (2010). Middle Pleistocene climate and hydrological environment at the Boxgrove hominin site (West Sussex, UK) from ostracod records. *Quaternary Science Reviews*, 29(13-14), 1515-1527. doi:10.1016/j.quascirev.2009.02.024
- Horikawa, K., Murayama, M., Minagawa, M., Kato, Y., & Sagawa, T. (2010). Latitudinal and downcore (0–750 ka) changes in n-alkane chain lengths in the eastern equatorial Pacific. *Quaternary Research*, 73(3), 573-582.
- Hulbe, C. L., MacAyeal, D. R., Denton, G. H., Kleman, J., & Lowell, T. V. (2004). Catastrophic ice shelf breakup as the source of Heinrich event icebergs. *Paleoceanography*, 19(1).
- Jennings, A. E. (1989). *Late Quaternary history of Cumberland Sound, Baffin Island, Arctic Canada*.
- Johnson, R., & McClure, B. (1976). A model for Northern Hemisphere continental ice sheet variation. *Quaternary Research*, 6(3), 325-353.
- Johnson, R., & Lauritzen, S.-E. (1995). Hudson Bay-Hudson Strait jökulhlaups and Heinrich events: a hypothesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 117(1), 123-137.

- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Wolff, E. W. (2007). Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science*, 317(5839), 793-796. doi:10.1126/science.1141038
- Kaminski, M. A., Gradstein, F. M., Scott, D. B., & Mackinnon, K. (1989). *Neogene benthic foraminiferal stratigraphy and deep water history of Sites 645, 646, and 647, Baffin Bay and Labrador Sea*. Paper presented at the Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results.
- Keen, C., & Beaumont, C. (1990). Geodynamics of rifted continental margins. *Geology of the continental margin of eastern Canada*, 2, 391-472.
- Kelly, K. A., & Gille, S. T. (1990). Gulf Stream surface transport and statistics at 69°W from the Geosat altimeter. *Journal of Geophysical Research*, 95(C3), 3149. doi:10.1029/JC095iC03p03149
- Konijnendijk, T., Ziegler, M., & Lourens, L. (2014). Chronological constraints on Pleistocene sapropel depositions from high-resolution geochemical records of ODP Sites 967 and 968. *Newsletters on Stratigraphy*, 47(3), 263-282.
- Kucera, M., & Kennett, J. P. (2002). Causes and consequences of a middle Pleistocene origin of the modern planktonic foraminifer *Neoglobobulimina* *pachyderma* sinistral. *Geology*, 30(6), 539. doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0539:cacoam>2.0.co;2
- Kukla, G. (1987). Loess stratigraphy in central China. *Quaternary Science Reviews*, 6(3-4), 191-219. doi:10.1016/0277-3791(87)90004-7
- Lajeunesse, P., & St-Onge, G. (2008). The subglacial origin of the Lake Agassiz–Ojibway final outburst flood. *Nature Geoscience*, 1(3), 184-188.
- Larsen, H., Saunders, A., Clift, P., Beget, J., Wei, W., & Spezzaferri, S. (1994). Seven million years of glaciation in Greenland. *Science*, 264(5161), 952-955.
- Lawrence, K. T., Herbert, T. D., Brown, C. M., Raymo, M. E., & Haywood, A. M. (2009). High-amplitude variations in North Atlantic sea surface temperature during the early Pliocene warm period. *Paleoceanography*, 24(2).

- Lazier, J. R. N. (1988). Temperature and salinity changes in the deep Labrador Sea, 1962–1986. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 35(8), 1247-1253. doi:10.1016/0198-0149(88)90080-5
- Li, L., Li, Q., Tian, J., Wang, P., Wang, H., & Liu, Z. (2011). A 4-Ma record of thermal evolution in the tropical western Pacific and its implications on climate change. *Earth and Planetary Science Letters*, 309(1), 10-20.
- Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20(1), n/a-n/a. doi:10.1029/2004pa001071
- Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E. (2009). Diachronous benthic $\delta^{18}\text{O}$ responses during late Pleistocene terminations. *Paleoceanography*, 24(3), n/a-n/a. doi:10.1029/2009pa001732
- Liu, X., Rolph, T., Bloemendal, J., Shaw, J., & Liu, T. (1995). Quantitative estimates of palaeoprecipitation at Xifeng, in the Loess Plateau of China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 113(2), 243-248.
- Liu, Z., & Herbert, T. D. (2004). High-latitude influence on the eastern equatorial Pacific climate in the early Pleistocene epoch. *Nature*, 427(6976), 720-723.
- Liu, Z., Altabet, M. A., & Herbert, T. D. (2005). Glacial-interglacial modulation of eastern tropical North Pacific denitrification over the last 1.8-Myr. *Geophysical Research Letters*, 32(23).
- Lloyd, J. M., Kuijpers, A., Long, A., Moros, M., & Park, L. A. (2007). Foraminiferal reconstruction of mid-to late-Holocene ocean circulation and climate variability in Disko Bugt, West Greenland. *The Holocene*, 17(8), 1079-1091.
- Loulergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., . . . Chappellaz, J. (2008). Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH_4 over the past 800,000 years. *Nature*, 453(7193), 383-386.
- Lucotte, M., & Hillaire-Marcel, C. (1994). Identification et distribution des grandes masses d'eau dans les mers du Labrador et d'Irminger. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31(1), 5-13. doi:10.1139/e94-002

- Lund, D. C., Lynch-Stieglitz, J., & Curry, W. B. (2006). Gulf Stream density structure and transport during the past millennium. *Nature*, 444(7119), 601-604.
- Lunt, D. J., Foster, G. L., Haywood, A. M., & Stone, E. J. (2008). Late Pliocene Greenland glaciation controlled by a decline in atmospheric CO₂ levels. *Nature*, 454(7208), 1102-1105. doi:10.1038/nature07223
- Luthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J. M., Siegenthaler, U., Stocker, T. F. (2008). High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. *Nature*, 453(7193), 379-382. doi:10.1038/nature06949
- Lynch-Stieglitz, J., Curry, W. B., & Slowey, N. (1999). *Nature*, 402(6762), 644-648. doi:10.1038/45204
- MacAyeal, D. R. (1993a). Binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events. *Paleoceanography*, 8(6), 775-784. doi:10.1029/93pa02200
- MacAyeal, D. R. (1993b). A low-order model of the Heinrich Event Cycle. *Paleoceanography*, 8(6), 767-773. doi:10.1029/93pa02201
- Mackensen, A., & Douglas, R. G. (1989). Down-core distribution of live and dead deep-water benthic foraminifera in box cores from the Weddell Sea and the California continental borderland. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 36(6), 879-900. doi:10.1016/0198-0149(89)90034-4
- Manning, J. P., & Watts, D. R. (1989). Temperature and velocity structure of the Gulf Stream northeast of Cape Hatteras: Modes of variability. *Journal of Geophysical Research*, 94(C4), 4879. doi:10.1029/JC094iC04p04879
- Marret, F., Eiriksson, J., Knudsen, K. L., Turon, J.-L., & Scourse, J. D. (2004). Distribution of dinoflagellate cyst assemblages in surface sediments from the northern and western shelf of Iceland. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 128(1-2), 35-53. doi:10.1016/s0034-6667(03)00111-8
- Martínez-García, A., Rosell-Melé, A., Geibert, W., Gersonde, R., Masqué, P., Gaspari, V., & Barbante, C. (2009). Links between iron supply, marine productivity, sea surface temperature, and CO₂ over the last 1.1 Ma. *Paleoceanography*, 24(1).

- Matthews, J. (1969). The assessment of a method for the determination of absolute pollen frequencies. *New Phytologist*, 161-166.
- McCartney, M. S. (1992). Recirculating components to the deep boundary current of the northern North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 29(4), 283-383. doi:10.1016/0079-6611(92)90006-1.
- Medina-Elizalde, M., & Lea, D. W. (2005). The mid-Pleistocene transition in the Tropical Pacific. *Science*, 310(5750), 1009-1012.
- Melles, M., Brigham-Grette, J., Minyuk, P. S., Nowaczyk, N. R., Wennrich, V., DeConto, R. M., Cook, T. L. (2012). 2.8 million years of Arctic climate change from Lake El'gygytyn, NE Russia. *Science*, 337(6092), 315-320.
- Meyers, P. A. (1994). Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 114(3-4), 289-302. doi:10.1016/0009-2541(94)90059-0
- Muri, H., Berger, A., Yin, Q., Karami, M. P., & Barriat, P.-Y. (2013). The Climate of the MIS-13 Interglacial according to HadCM3. *Journal of Climate*, 26(23), 9696-9712. doi:10.1175/jcli-d-12-00520.1
- Muri, H., Berger, A., Yin, Q., Voldoire, A., Méliá, D. S. Y., & Sundaram, S. (2011). SST and ice sheet impacts on the MIS-13 climate. *Climate Dynamics*, 39(7-8), 1739-1761. doi:10.1007/s00382-011-1216-9
- Nicholl, J. A., Hodell, D. A., Naafs, B. D. A., Hillaire-Marcel, C., Channell, J. E., & Romero, O. E. (2012). A Laurentide outburst flooding event during the last interglacial period. *Nature Geoscience*, 5(12), 901-904.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Basile, I., Stievenard, M. (1999). *Nature*, 399(6735), 429-436. doi:10.1038/20859
- Prentice, M. L., & Matthews, R. K. (1991). Tertiary ice sheet dynamics: The Snow Gun Hypothesis. *Journal of Geophysical Research*, 96(B4), 6811. doi:10.1029/90jb01614
- Prokopenko, A. A., Hinnov, L. A., Williams, D. F., & Kuzmin, M. I. (2006). Orbital forcing of continental climate during the Pleistocene: a complete astronomically tuned climatic record from Lake Baikal, SE Siberia. *Quaternary Science Reviews*, 25(23), 3431-3457.

- Radi, T., & de Vernal, A. (2008). Dinocysts as proxy of primary productivity in mid-high latitudes of the Northern Hemisphere. *Marine Micropaleontology*, 68(1-2), 84-114. doi:10.1016/j.marmicro.2008.01.012
- Rahmstorf, S. (2002). Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419(6903), 207-214. doi:10.1038/nature01090
- Rochon, A., & Vernal, A. d. (1994). Palynomorph distribution in Recent sediments from the Labrador Sea. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31(1), 115-127. doi:10.1139/e94-010
- Rochon, A., Vernal, A. d., Turon, J.-L., Matthießen, J., & Head, M. (1999). Distribution of recent dinoflagellate cysts in surface sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters. *American Association of Stratigraphic Palynologists Contribution Series*, 35, 1-146.
- Roemer, F. A. (1838). *Die Cephalopoden des nord-deutschen tertiären Meersandes*.
- Ruddiman, W., Shackleton, N., & McIntyre, A. (1986). North Atlantic sea-surface temperatures for the last 1.1 million years. *Geological Society, London, Special Publications*, 21(1), 155-173.
- Ruddiman, W. F., Raymo, M., Martinson, D., Clement, B., & Backman, J. (1989). Pleistocene evolution: northern hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 4(4), 353-412.
- Sato, O. T., & Rossby, T. (1995). Seasonal and low frequency variations in dynamic height anomaly and transport of the Gulf Stream. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 42(1), 149-164.
- Shackleton, N. (1974). Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial.
- Schaefer, G., Rodger, J. S., Hayward, B. W., Kennett, J. P., Sabaa, A. T., & Scott, G. H. (2005). Planktic foraminiferal and sea surface temperature record during the last 1 Myr across the Subtropical Front, Southwest Pacific. *Marine Micropaleontology*, 54(3), 191-212.
- Siegenthaler, U., Stocker, T. F., Monnin, E., Luthi, D., Schwander, J., Stauffer, B., . . . Jouzel, J. (2005). Stable carbon cycle-climate relationship during the Late Pleistocene. *Science*, 310(5752), 1313-1317. doi:10.1126/science.1120130

- Siesser, W., & Haq, B. (1993). Calcareous nannoplankton. *Fossil Prokaryotes and Protists*, 169-201.
- Souchez, R. (1997). The buildup of the ice sheet in central Greenland. *Journal of Geophysical Research*, 102(C12), 26317. doi:10.1029/96jc01558
- Stein, R., Nam, S.-I., Grobe, H., & Hubberten, H.-W. (1996). Late Quaternary glacial history and short-term ice-rafted debris fluctuations along the East Greenland continental margin. *Late Quaternary palaeoceanography of the North Atlantic margins (JT Andrews, WEN Austin, H Bergsten, AE Jennings, eds) Geological Society of London, Special Publications, 111*, 135-151.
- Stoner, J. S., Channell, J. E., & Hillaire-Marcel, C. (1995). Magnetic properties of deep-sea sediments off southwest Greenland: Evidence for major differences between the last two deglaciations. *Geology*, 23(3), 241-244.
- Torres, V., Hooghiemstra, H., Lourens, L., & Tzedakis, P. C. (2013). Astronomical tuning of long pollen records reveals the dynamic history of montane biomes and lake levels in the tropical high Andes during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews*, 63, 59-72.
- Tzedakis, P., Hooghiemstra, H., & Pälike, H. (2006). The last 1.35 million years at Tenaghi Philippon: revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends. *Quaternary Science Reviews*, 25(23), 3416-3430.
- World Ocean Atlas (2013-). *WOA13*. [Base de données]. Récupéré de <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa13/>
- Yin, Q. z., Berger, A., Driesschaert, E., Goosse, H., Loutre, M. F., & Crucifix, M. (2008). The Eurasian ice sheet reinforces the East Asian summer monsoon during the interglacial 500 000 years ago. *Climate of the Past*, 4(2), 79-90. doi:10.5194/cp-4-79-2008
- Ziegler, M., Tuenter, E., & Lourens, L. J. (2010). The precession phase of the boreal summer monsoon as viewed from the eastern Mediterranean (ODP Site 968). *Quaternary Science Reviews*, 29(11), 1481-1490.